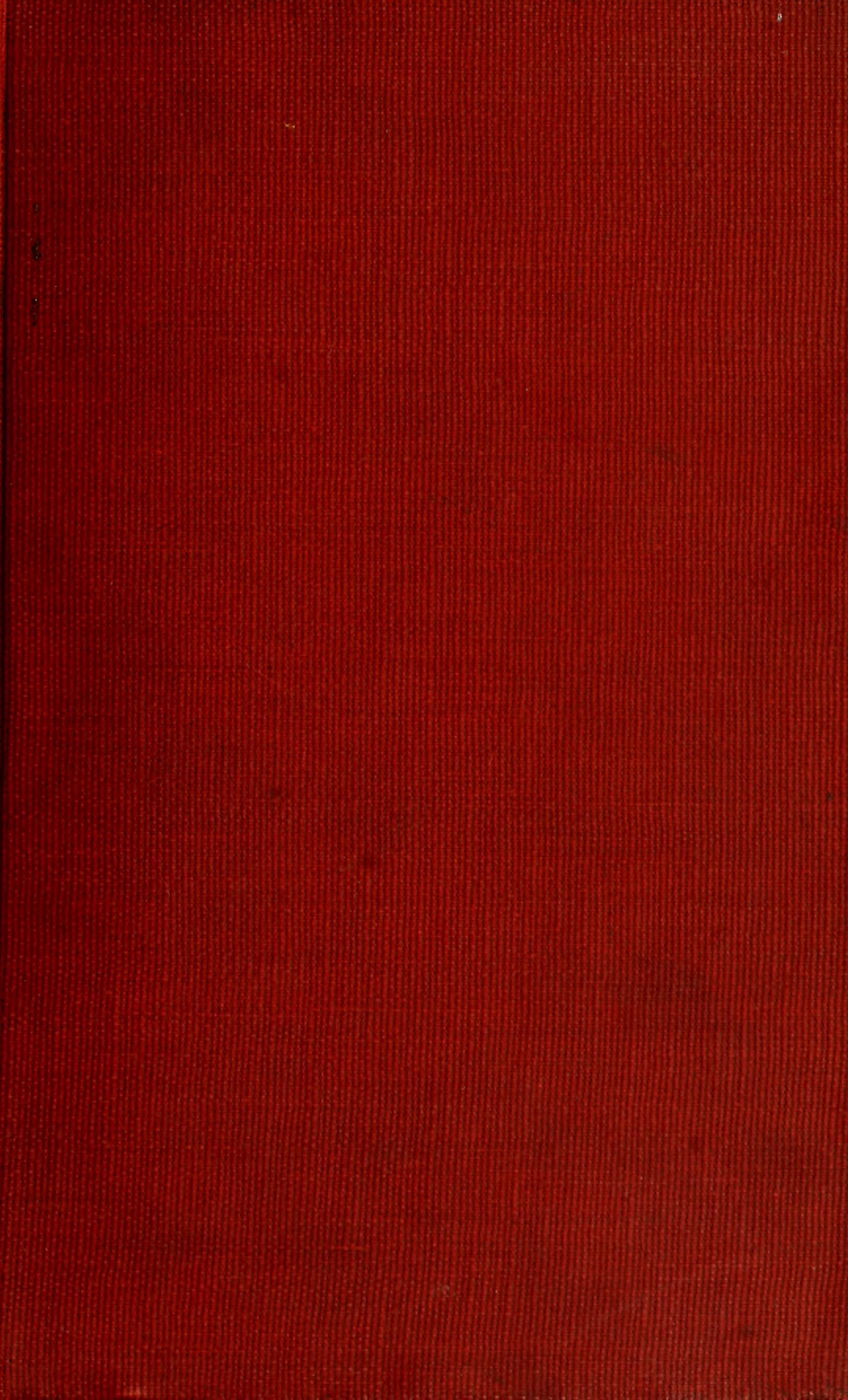
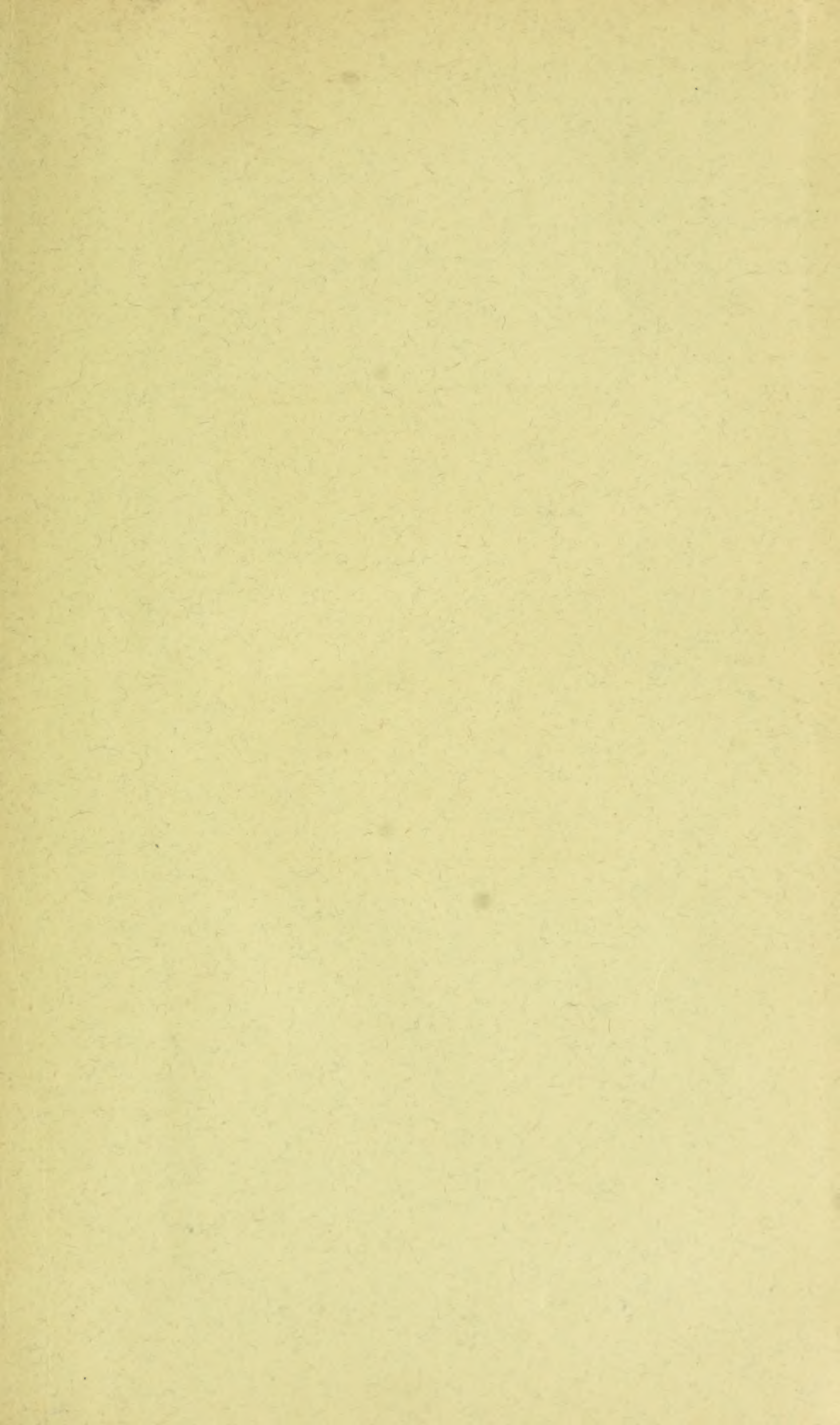
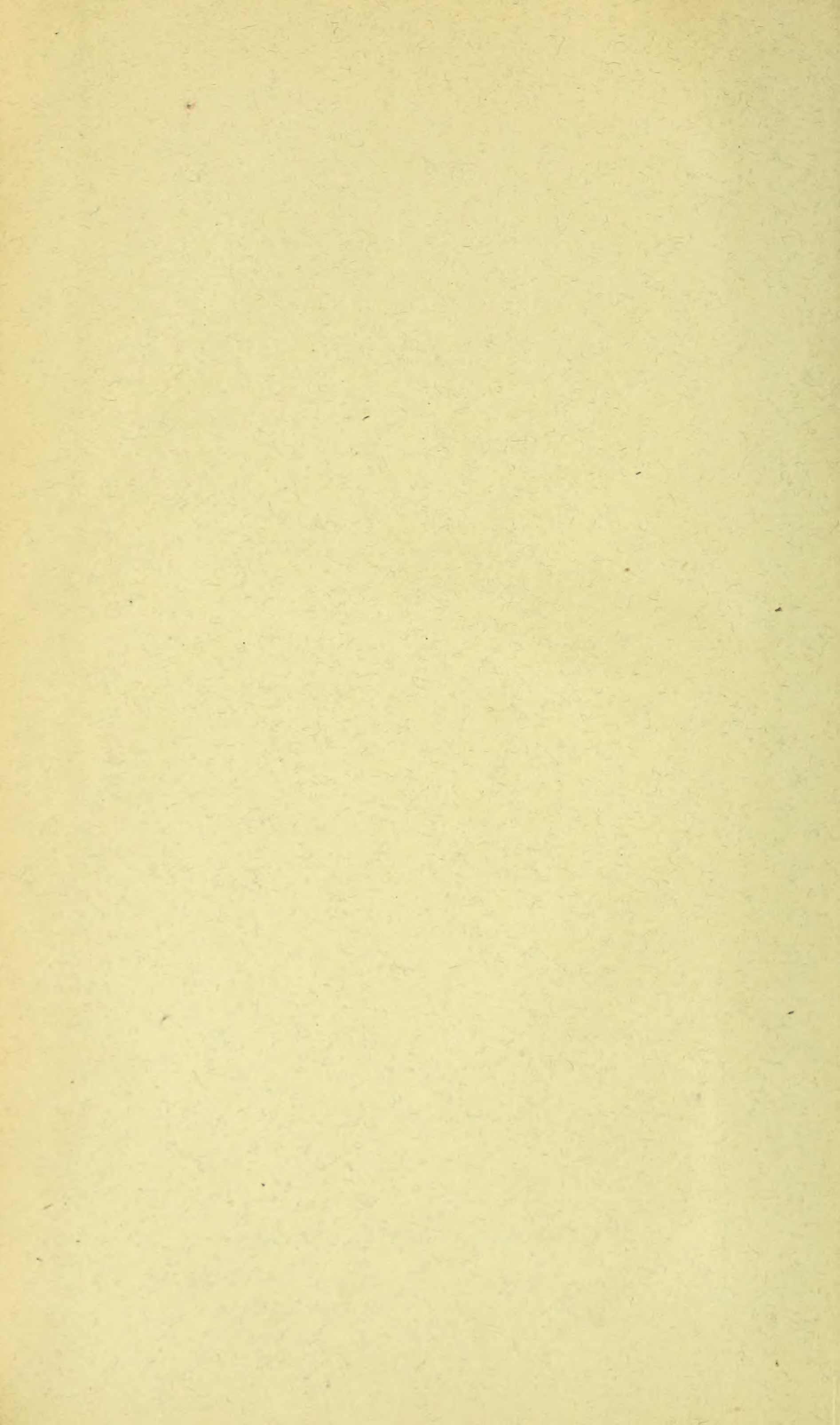








Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 1. 65. Band. 1913.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich: sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,

   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1. 1913.

Protokoll der Sitzung vom 8. Januar 1913.

Beginn 7 Uhr.

Der Vorsitzende, Herr WAHNSCHAFFE, eröffnet die Sitzung und erteilt dem stellvertretenden Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls. Das Protokoll der Sitzung vom 4. Dezember 1912 wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergbaubeflissener ROBERT RUPPEL, Berlin NW., Luisenplatz 1 IV, vorgeschlagen durch die Herren SCHEIBE, RAUFF, BEYSCHLAG.

Herr Bergreferendar HEINRICH MÜLLER, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH, MICHAEL.

Herr KÖHNE spricht über das Thema „Vorlage und Erläuterung von Profilen aus dem Peißenberger Kohlenrevier“.

Herr JENTZSCH spricht über **Ostdeutsches Pliocän:**

Nachdem vor drei Jahren Redner sich für ein pliocänes Alter des „Posener Tones“ ausgesprochen hatte[1]), war es dringend erwünscht, weitere Stützen für diese Auffassung zu suchen und den wenigen bisher aus Ostdeutschland bekannt gewordenen Arten der Pliocänfauna weitere Funde anzugliedern. Das Ver-

[1]) JENTZSCH: Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, Bd. XXXI, Teil I, H. 1, S. 192—201.

breitungsgebiet des Posener Tones versprach noch am ehesten Erfolg nach dieser Richtung. Bei Durchsicht der dem Kaiser-Friedrich-Museum in Posen zugegangenen neueren Funde bemerkte Redner einen Knochen, der in einer Ziegelei zu Budy bei Schildberg, also im südlichsten Teile der Provinz Posen, gefunden war. Die dortige Grube, welche Redner vor einigen Jahren untersucht hatte, baut typischen „Posener Ton“ unter diluvialer Decke ab. Nach dem Fundberichte soll der Knochen im Posener Ton gefunden sein, also im Pliocän. Dem entspricht sein Erhaltungszustand völlig. Der Vorstand der Sammlung, Herr Prof. Dr. PFUHL, überließ mir auf meine Bitte den Knochen zur Bestimmung. Diese wurde durch Herrn H. SCHRÖDER ausgeführt und ergab mit Bestimmtheit, daß er das Proximalende des rechten dritten Metatarsale eines kleinen, aber doch ausgewachsenen *Rhinoceros* ist. Damit ist nachgewiesen, daß er keiner der bekannten diluvialen Arten angehört, somit nach Lage der Verhältnisse dem ostdeutschen Pliocän zuzurechnen ist. Die Faunula des letzteren besteht nunmehr aus einem *Rhinoceros*, zwei verschiedenen Mastodonarten von Thorn und Obornik und einer *Paludina* aff. *Fuchsi* von Lopatken. Dem paßt sich eine Florula Ostpreußens an. An der Nordküste des Samlandes kommen nämlich bei Rauschen, noch über dem die bekannte Miocänflora[1]) bergenden „Mittleren Letten“, im ZADDACHschen „Glimmersande“ Zapfen vor, davon ich in meiner früheren Stellung als Direktor des Ostpreußischen Provinzial-Museums viele Dutzende in Händen gehabt habe. Diese Zapfen gehören 2 Arten an: Der *Pinus Laricio Thomasiana* und *Pinus Hageni*. Erster steht der *P. Laricio* POIR., letztere der *P. Halepensis* MILL. ganz nahe, zwei noch heute in Südeuropa lebenden Arten. Obwohl *P. Thomasiana* nach älteren Angaben auch in der (miocänen) Kohle von Liblar bei Köln vorkommen soll, werden doch im neuesten Verzeichnis die dortigen Pinuszapfen unbestimmt gelassen. Die Rauschener Zapfen sind mithin mindestens verdächtig auf pliocänes Alter. Letzteres würde auch den bei Danzig gefundenen beiden linken Hornzapfen des *Bubalus Pallasi* v. BAER[2]) zukommen, falls

---

[1]) ZADDACH: Das Tertiärgebirge Samlands. Schriften der phys.-ökonom. Gesellschaft Königsberg. Bd. VIII, 1867, S. 85—197, insbesondere S. 101 und Tafel XVI. — O. HEER: Miocäne baltische Flora. Königsberg 1869, insbesondere S. 22—25. — JENTZSCH: Das Alter der samländischen Braunkohlenformation und die Senftenberger Tertiärflora. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, S. 58—61.

[2]) F. RÖMER: Über C. E. VON BAERS *Bos Pallasii* aus dem Diluvium von Danzig. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. XXVII, 1875,

letztere nicht etwa, wie die letzten Veröffentlichungen darüber noch als möglich zulassen, verschleppt sein sollten? Die genannten wenigen, aber beachtenswerten Funde, zu denen noch ein von DEEKE mitgeteilter Cyrenenfund aus Hinterpommern kommt, verteilen sich auf ein weites Gebiet und auf 1½ Jahrhunderte. Bei ruhiger Überlegung können sie eigentlich nicht überraschen. Denn wir wissen, daß der ganze deutsche Nordosten vom Ende des Oligocän bis zum Beginne der Diluvialzeit keinerlei Meeresreste geliefert hat, also wohl Festland gewesen sein muß. Obwohl das darüber hinschreitende Eis seinen Untergrund vielorts zerstörten, müssen doch unter den Glazialablagerungen noch stellenweise Überbleibsel der nächstälteren Schichten erhalten geblieben sein, wenngleich sie jetzt verdeckt sind. Diese Überbleibsel zu suchen, ist also eine Aufgabe der Zukunft. Ihre Fauna und Flora ist uns außerdem erhalten in einzelnen Stücken, welche als Geschiebe in glazialen oder fluvioglazialen Schichten des deutschen Nordostens gefunden werden. Dem erwähnten Pinus-Zapfen gleichende hat Redner sogar in einem Bohrprofil[1] von Preuß.-Holland (Ostpreußen) beobachtet. In der das ganze Miocän und Pliocän umfassenden Festlandzeit des deutschen Nordostens mögen dort recht verschiedene Faunen und Floren sich abgelöst haben, deren Reste im Laufe der nächsten Jahrhunderte allmählich gefunden werden müssen.

In der Diskussion führt Herr **MENZEL** folgendes dazu aus (mit 1 Textfigur):

Seit der ersten Entdeckung der Paludinen-Reste in dem Posener Flammenton und ihrer Veröffentlichung im Jahre 1910 war ich bemüht, besseres und vollständigeres Material zu näherer Bestimmung der pliocänen Paludinen zu erlangen. Als ich daher im Sommer 1911 auf der Durchreise Danzig berührte, unterzog ich mit freundlicher Beihilfe des Direktors des Danziger Provinzial-Museums, des Herrn Professors Dr. KUMM, die dort aufbewahrten fossilen Paludinen einer Durchsicht und entdeckte eine ganze Anzahl leidlich, wenn auch nicht vollständig erhaltener Stücke, die zu der pliocänen Form gehören. Ihre Fundorte sind:

S. 430—441, Taf. XI. LA BAUME: Beitrag zur Kenntnis der fossilen und subfossilen Boviden. Schriften der Naturforscher-Gesellschaft in Danzig, N. F., XII, S. 45—80, insbesondere S. 49—50.

[1]) JENTZSCH: Bericht über die Verwaltung des Provinzialmuseums in den Jahren 1893—95. Schriften Physikal.-Ökon. Gesellschaft Königsberg 1896, S. 107.

1. Schwetz, Kiesgrube an der Kulmer Chaussee, zusammen mit *Cardium edule* und *Tellina solidula*, 4 Exemplare.
2. Neu-Barkoschin, Kreis Berent (wahrscheinlich auch aus Kies), 1 Stück; 1908 angekauft.
3. Abbau Briesen, Kreis Briesen, Westpreußen. 2 Stücke; HEYM ded. 1905.
4. Strasburg, Westpreußen. Wohl aus Kies. 2 Stücke; FEHLAUER ded. 1900.

Außerdem gelang es mir, unter dem von Herrn JENTZSCH im Laufe langer Jahre mit großer Sorgfalt gesammelten Materiale an Fossilien aus Westpreußen, das teils von primärer, zum großen Teil aber von sekundärer Lagerstätte aus Diluvialschichten jeder Art stammt und in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin aufbewahrt wird, einen *Lithoglyphus* zu entdecken, der mit *Lithoglyphus acutus* COB. identisch ist. Er stammt aus Carlswalde bei Riesenburg.

Wenn die Paludinen auch nicht ganz vollständig sind, so gestatten sie doch aufs neue die Feststellung, daß sie in die Reihe der *Paludina Neumayeri* gehören und der *P. Fuchsi* in gewisser Weise nahe stehen, wenn sie auch mit keiner bekannten Art identisch sind. Da ihre nächsten Verwandten indessen ihre Hauptverbreitung in den oberpontischen Schichten haben und auch der *Lithoglyphus* in denselben Schichten auftritt, so möchte ich heute glauben, daß die Schichten von Lopatken, in denen sich die *Paludina* primär gefunden hat, diesem Horizont gleichzustellen sind, in dem ja auch schon *Mastodon Borsoni* vorkommt, nicht aber, wie ich früher ausgeführt habe, der levantinischen Stufe. Wir hätten damit ein Alter des Posener Flammentones, das sich nach oben zu bis zum Mittelpliocän erstreckt.

Nach meiner Vorstellung hat sich zur Neogenzeit bis in das mittlere Pliocän hinein von Österreich-Ungarn her, vielleicht durch Russisch-Polen hindurch, ein im Süden anfänglich noch brackisches, danach aber immer mehr ausgesüßtes, im Norden, in den heutigen Provinzen Schlesien, Posen und Westpreußen aber durchweg mit Land- und Süßwasserbildungen erfülltes Becken bis dicht an die heutige Ostsee heran ausgebreitet, das die fließenden Gewässer der umliegenden Länder aufnahm. Spätere Untersuchungen in dieser Richtung werden das sicher immer mehr bestätigen. Auch eine erneute Durcharbeitung der Pflanzen des Posener Flammentones unter diesem Gesichtspunkte dürfte noch weitere Stützen für diese Ansicht beibringen.

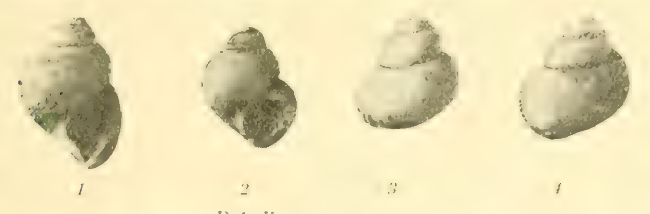
Bis jetzt wären also als aus dem ostdeutschen Mittelpliocän stammend an tierischen Fossilien folgende Arten festgestellt, von denen eine, die *Paludina*, auch aus dem Tone selbst bekannt ist:

Mastodon Zaddachi JENTZSCH
Rhinoceros sp.
Lithoglyphus acutus COB.
Paludina crassa n. sp.

Da sich letztere als neue Art erwiesen hat, so mag sie hier neu benannt und beschrieben werden:

Paludina crassa n. sp.

Gehäuse kegelförmig, dickschalig, enggenabelt, Nabel durch den Spindelumschlag etwas verdeckt. Zahl der Umgänge mehr als 5 (nur unvollständige Stücke bekannt). Dieselben sind ziemlich stark gewölbt, treppenförmig aufgebaut und nehmen gleichmäßig und ziemlich rasch an Durchmesser zu, so daß der nächste mindestens doppelt so hoch wie der vorhergehende ist. Oberfläche, soweit es sich bei den meist abgerollten Stücken erkennen läßt, mäßig fein quergestreift.



1 2 3 4

Paludina crassa n. sp.
1 von Neu-Barkoschin. *2*–*4* von Schwetz, Kiesgrube an der Kulmer Chaussee.

Eine Längsskulptur oder eine bemerkenswerte Abplattung ist nicht zu erkennen. Die Nähte sind ziemlich tief, die Umgänge erscheinen oft nur lose aufeinander gelegt. Mundsaum ist nicht erhalten. Der Durchschnitt der mit dicken Wandungen versehenen Umgänge ist ein wenig schief eiförmig gestaltet und oben vollständig gerundet. Man wird daraus schließen können, daß auch die Mündung rundlich eiförmig gestaltet ist.

Vorkommen: Primär in dunklen Kohlenletten des Posener Flammentones in einem Bohrloche bei Lopatken und auf sekundärer Lagerstätte in unterdiluvialen Kiesen Westpreußens.

Es scheint sich auch nach den neu untersuchten Stücken zu bestätigen, daß die pliocäne *Paludina crassa* n. sp. zu den

glatten Paludinen gehört, trotz ihrer sonst sehr üppigen Schalentwickelung. Indessen kann nicht verschwiegen werden, daß z. B. Stücke der im Alter mit Knoten versehenen *P.* (*Tylotoma*) *rumana* TOURN., denen die letzten Windungen abgebrochen sind, an den jüngeren Umgängen eine ähnliche, annähernd stielrunde, dickschalige, glatte, gewölbte Form zeigen wie die vorliegende *Paludina.*

Herr E. HARBORT spricht über **Neu- und Umbildungen im Nebengestein der norddeutschen Salzstöcke.**

Die eigenartigen geologischen und tektonischen Verhältnisse der norddeutschen Salzstöcke sind durch die zahlreichen Arbeiten und Diskussionen der letzten Jahre allgemein bekannt geworden und ebenso die drei verschiedenen Theorien, die aufgestellt wurden, um eine Erklärung für das Aufsteigen des Salzgebirges durch die oft einige Kilometer mächtigen Deckschichten zu geben.

Diese drei Theorien sind kurz folgende: Auf der einen Seite steht die LACHMANN-ARRHENIUSsche, nach der das Salzgebirge aus endogenen Kräften heraus zu autoplasten Ekzemen durch die Deckgebirgsschichten hindurchwuchs, auf der andern Seite die von STILLE vertretene extrem tektonische Theorie, wonach das Salzgebirge durch horizontalen Faltenschub im Kern von Triassätteln aufgewölbt wurde. Die Diskussion über diesen Gegenstand hat ergeben, daß meine vor mehreren Jahren über die Ursache des Aufsteigens der Salzmassen in unserer Gesellschaft geäußerten Anschauungen zwischen den beiden erwähnten Theorien stehen.[1]) Ich habe seinerzeit ausgeführt, daß diese Salzmassen in Norddeutschland auf vorgebildeten tektonischen Störungslinien unter dem Druck der im Verlauf des Mesozoikums und Tertiärs immer mächtiger anschwellenden Deckgebirgsschichten, also durch vertikal nach unten wirkende Druckkräfte, in die Höhe gepreßt worden seien. Das Salzgebirge müsse seinen heutigen Lagerungsverhältnissen entsprechend wie ein flüssiges Magma aufgestiegen sein. Daß es bei diesen Aufpressungsvorgängen innerhalb des Salzgebirges zu den mannigfaltigsten Faltungserscheinungen kam, ist allgemein bekannt; es ist aber auch weiter von vornherein anzunehmen, daß es dabei zu den verschiedensten Umkrystallisationen, Umbildungen und Neubildungen innerhalb

[1]) E. Harbort: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Zeitschr. 1910, S. 326 ff.

des Salzgebirges, der Salzgesteine selbst gekommen sein muß. Auf diese Prozesse innerhalb des Salzgebirges will ich jedoch heute nicht eingehen. Es sind darüber speziellere Untersuchungen von seiten der geologischen Landesanstalt im Gange, über die demnächst durch die Herren BEYSCHLAG und SEYDEL ausführlich berichtet werden wird.

Ich möchte heute nur einige kurze Mitteilungen über Neu- und Umbildungen in den Nebengesteinen der Salzstöcke geben und auf einige Erscheinungen aufmerksam machen, die vielleicht nicht unwichtig sind bei der Beurteilung der Entstehung der Salzstöcke.



Fig. 1.
Schematischer Querschnitt durch einen norddeutschen Salzstock und sein Nebengestein (Tertiär, Kreide, Jura oder Trias), die Abwanderung von Salz und Anhydrit in die Nebengesteine veranschaulichend.

Begeben wir uns von dem Kern eines Salzstockes nach den Rändern desselben, so finden wir in den peripheren Teilen des Salzgebirges allgemein kleinere und größere bis kubikmetergroße, bald sporadisch eingesprengte, bald zu dichten Scharen gedrängte, meist eckig und scharf begrenzte Stücke jüngerer, mesozoischer Deckgebirgsschichten, die an den Flanken der Salzstöcke von dem aufsteigenden Salzgebirge gefaßt, mitgeschleppt und nach und nach mit dem Salz innig vermengt wurden. Auffällig ist, daß weder diese im Salz eingeschlossenen Gesteinsstücke, noch auch die Gesteine am Salzhorst, abgesehen von der mechanischen Zerstückelung selbst, keine besonderen Merkmale zeigen, die auf sehr intensive Pressung, Verknetung oder gar dynamometamorphe

Umkrystallisationsvorgänge hinweisen. Meist sind die Brocken nicht einmal abgerundet oder ausgewalzt beim Transport, sondern wie erwähnt, durchaus scharfkantig, derart, daß bisweilen benachbarte durch Steinsalz getrennte Stücke genau aufeinander passen. Hinter dieser Zone von breccienartigem Salzgebirge liegt nun in der Regel ein den Aufschiebungsflächen parallel verlaufender Mantel von Anhydrit, der, ähnlich wie der Anhydrithut die Schichtenköpfe bedeckt, das Salzgebirge randlich wie ein Mantel umgibt. Ich will diese Anhydritablagerung, die in ihrer Struktur oft an manche Varietäten des Hauptanhydrites erinnert — meist ist es ein zuckerkörniger bis dichter, im übrigen aber petrographisch recht verschieden struierter Anhydrit —, als Mantelanhydrit bezeichnen. Das Vorhandensein dieses Anhydritmantels um den Salzstock (nachgewiesen bis zu 600 m Teufe) läßt darauf schließen, daß ebenso wie am Salzhut Ablaugungen stattfanden, auch an den Seitenflächen der Salzstöcke Auflösungen und Abwanderungen der Salzmassen in die Nebengesteine stattgefunden haben müssen. Untersucht man die Schichten des Nebengesteins um einen Salzhorst, die vielfach fast ungestört und horizontal gelagert sind, so findet man, daß auch in einer Zone bis zu 1 km Breite auf Schichtflächen und Klüften Anhydrit in diese Gesteine eingewandert ist und ferner poröse Gesteine die Anhydritmassen gewissermaßen wie einen Schwamm aufgesogen haben. GAGEL[1]) hat diese Anhydritisierungen und das Einwandern von Anhydrit auf den Klüften in Nebengestein sehr eingehend vom Lüneburger Salzstock beschrieben. Es ist dies aber eine ganz allgemeine Erscheinung, und die Einwanderung der Anhydritmassen ist nicht nur auf die stark gestörte Breccienzone in der unmittelbaren Nähe des Salzstockes beschränkt, sondern verliert sich erst ganz allmählich in einem oft kilometerbreiten Gürtel um den Salzhorst. Die von GEINITZ[2]) erwähnten „Anhydritschichten“ aus der oberen Kreide der Bohrung Jessenitz 4, dessen Profil er nach den von mir bereits durchgeklopften Kernen aufstellte, das aber dementsprechend, wie ich an anderer Stelle nachweisen werde, mehrerer Berichtigungen bedarf, sind nichts weiter als solche sekundär auf Schichtfugen und Klüftchen eingewanderten Anhydritmassen, keineswegs aber „Einquetschungen von seitlich daneben befindlichem Anhydrit des Horstes.“

[1]) C. GAGEL: Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, S. 218 und 244 ff.

[2]) E. GEINITZ: Zur Geologie des Lübtheener Gebirgszuges II. Arch. d. Ver. d. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 66. Jahrg. 1912, S. 52 ff.

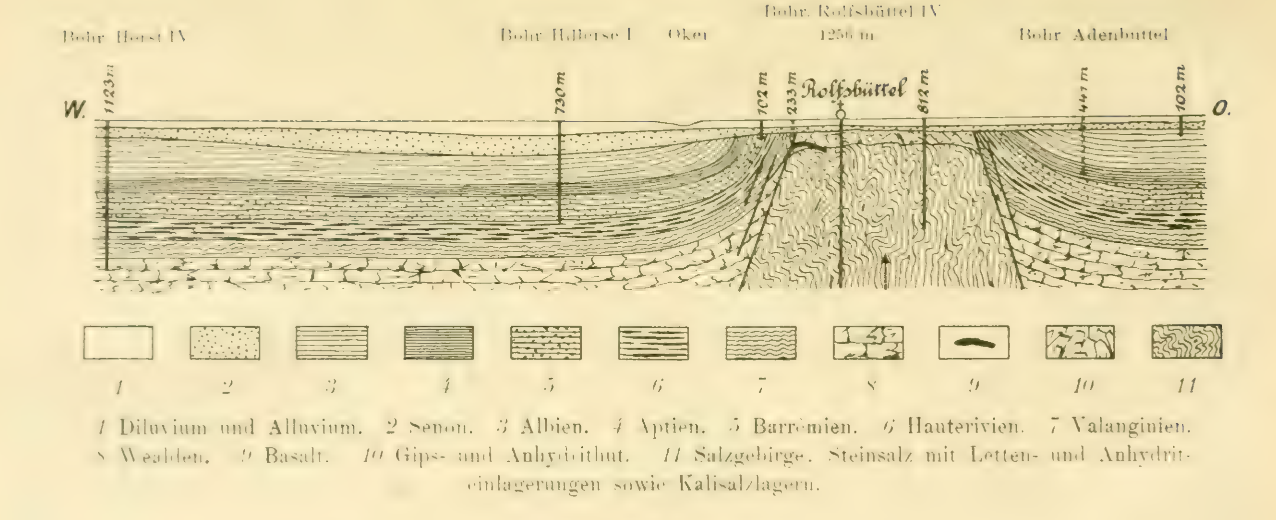


Fig. 2.

Querprofil durch die Untere Kreide an der Oker bei Hillerse, Wipshausen, Adenbüttel und den Aufpressungshorst von Zechstein-Salzgebirge bei Rolfsbüttel.

Maßstab für Längen und Höhen gleich, etwa 1 : 50000.

Daß aber die Nebengesteine in unmittelbarer Nähe der Salzstöcke ferner stark von Steinsalz imprägniert sind, ist eine ebenso allgemeine Erscheinung, die schon darin zum Ausdruck kommt, daß Bohrkerne aus solchen Bohrungen in kurzer Zeit nach dem Austrocknen der Bergfeuchtigkeit starke Ausblühungen von Salzen erkennen lassen. Ich habe nun weiter am Rolfsbütteler Salzstock eine ganze Anzahl von Bohrungen untersucht, die $1\frac{1}{2}$—5 km vom Salzrücken entfernt stehen und schwer durchlässige, bis gegen 1000 m mächtige Schiefertone der Kreide- und Wealdenformation durchbohrten. Diese z. T. vor 7—8 Jahren als Kernbohrungen und mit Süßwasserspülung ausgeführten Bohrungen lieferten nun selbst in den mehrere Kilometer vom Salzhorst entfernten Löchern (z. B. Bohrloch Hillerse I und Horst IV.) Kerne von Tonen und stark bituminösen Blättertonen, die imprägniert sind von Steinsalz und einen Chlornatriumgehalt von 2 Proz. und mehr aufweisen. Das im 62. Bande dieser Zeitschrift S. 333 gegebene Profil des Rolfsbütteler Salzstockes mag zur Veranschaulichung hier nochmals abgedruckt werden (cf. S. 9). Trotzdem die Bohrkerne mit Süßwasserspülung gebohrt wurden und später von mir noch wiederholt abgebürstet worden sind, zeigen sie immer wieder beim Trocknen einen dünnen, glänzenden Überzug von Salz. Die Menge des Salzgehaltes scheint entsprechend der Entfernung vom Salzstock abzunehmen[1]). Daß dieser Salzgehalt ursprünglich bei der Ablagerung dieser Sedimente ausgeschieden sei, ist nicht wohl anzunehmen, da die in den heutigen Meeren niedergeschlagenen terrigenen Seichtwasserablagerungen im günstigsten Falle einen sehr viel geringeren Gehalt von Chlornatrium aufweisen, nämlich den entsprechenden Anteil von NaCl, welcher auf die Bergfeuchtigkeit von dem Chlornatriumgehalt normalen Meerwasser mit ca. 3 Proz. entfällt. Bei 20 Proz. Bergfeuchtigkeit — die meisten Tongesteine dürften weniger Bergfeuchtigkeit enthalten — würden also im günstigsten Falle 0,6 Proz. NaCl in Frage kommen, wobei allerdings zu berücksichtigen wäre, daß gelegentlich durch Adsorption in den Sedimenten eine kleine Anreicherung eingetreten sein könnte. Überdies besitzen aber auch die gleichen Gesteine in anderen Gebieten weiter ab von Salzstöcken den hohen Steinsalzgehalt nicht. In der Bohrung Horst 4 aber sind ferner z. B. nicht nur die marinen Neocomtone von Salz imprägniert, sondern auch die

[1]) Genauere Analysen stehen z. Z. noch aus, sollen aber baldigst an dieser Stelle veröffentlicht werden. Auch wäre es interessant, nachzuweisen, ob Kali- und Chlormagnesiasalze in die Nebengesteine abgewandert sind.

nichtmarinen, pflanzen- und brackwassertiereführenden Wealdenschiefer in etwa 1000 m Teufe. Da die Nebengesteine in dem vorliegenden Falle außerordentlich schwer durchlässig sind für Wasser, so kann die Zuführung des Salzgehaltes wohl nur durch ganz allmähliche Diffusion innerhalb der bergfeuchten Gesteine erklärt werden. Grundwasserströmungen sind in diesen Gesteinen und Teufen so gut wie ausgeschlossen, und die Vorstellung von ARRHENIUS[1], daß die Salzstöcke rings von einer wasserführenden Schicht umgeben seien, von der aus das Salzgebirge durchschwängert und zu Auflösungen und Umkrystallisationen veranlaßt würde, ist nicht zutreffend (Siehe Fig. 3). Der Bergbau hat wiederholt in solchen Salzstöcken die Begrenzungsflächen des Salzgebirges in Horizontalbohrungen und Strecken durchfahren, und diese Stellen blieben, wie der Bergmann sich ausdrückt, „knochentrocken".

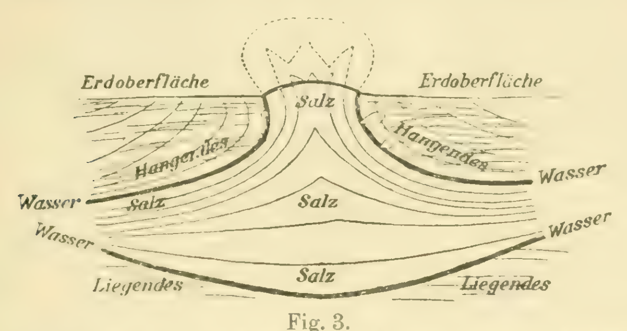


Fig. 3.
Typus eines siebengebürgischen Salzstockes nach POSEPNY—ARRHENIUS.

Die von Herrn BEYSCHLAG in der Diskussion vertretene Vorstellung, daß die Salzmassen vielleicht nur am derzeitigen Salzspiegel aufgelöst wurden und daß sich die Laugen von hier aus horizontal verbreiteten, wäre denkbar, wenn man gleichzeitig berücksichtigt, daß das Aufsteigen des Salzstockes ganz allmählich erfolgte, entsprechend der Zunahme der mesozoischen Sedimente, wie ich es an anderer Stelle wiederholt ausgeführt habe. Dagegen wäre es schwerer zu erklären, daß die Salzmassen am heutigen Salzspiegel aufgelöst wurden, sich horizontal ausbreiteten und dann quer durch die Schichtung durch hunderte von Metern undurchlässiger Tongesteine nach unten gewandert sein sollten. Jedenfalls spricht das Vorhandensein des

[1] S. v. ARRHENIUS: Zur Physik der Salzlagerstätten. Meddelanden från K. Vetenskapsakademiens Nobelinstitut, Bd. II, Nr. 20, S. 17

Mantelanhydrites und der in den Nebengesteinen weithin eingewanderte Anhydrit dafür, daß doch auch stoffliche Abwanderungen seitlich in größerer Tiefe der Salzstöcke stattgefunden haben, die dann nur durch Diffusion oder Zirkulation gesättigter Laugen auf Klüften und Schichtflächen zu erklären wären, da Grundwasserströmungen hier kaum anzunehmen sind.

Berücksichtigt man nun aber die Mengen der Nebengesteine, die von Salz imprägniert sind, so ergibt sich, daß ganz gewaltige Abwanderungen von Salzmassen in die Nebengesteine stattgefunden haben müssen, Tausende von Kubikmetern oder gar Kubikkilometer.

Monke und Beyschlag[1]) haben auf den engen Zusammenhang zwischen Salzlaugen und Erdöl an unseren Salzstöcken und das stetige Zusammenvorkommen beider aufmerksam gemacht und weiterhin die Vermutung ausgesprochen, daß die Salzlaugen auf bituminöse Nebengesteine in der Weise einwirkten, daß sie die Bitumina aus diesen Gesteinen freimachten, die sich dann in porösen Gesteinen zu Petroleumlagerstätten ansammeln konnten. Es ist nun eine auffällige Erscheinung, daß an den Salzstöcken Norddeutschlands das Bitumen wenigstens in den Tonen der mesozoischen Sedimente, obgleich sie vielfach stark von Salz imprägniert sind, noch drinnen steckt. Ich möchte daher der übrigens von Beyschlag, Monke und Mrazec bereits diskutierten Annahme mehr zuneigen, daß die Petrolea nichts weiter sind, als die angesammelten Rückstände der bekanntlich besonders im älteren Steinsalz, enthaltenen Bitumina nach der Auflösung des Salzes. Während das Steinsalz seitlich weithin abwanderte, reicherten sich näher am Salzstock die Bitumina auf porösen und klüftigen Gesteinen an. Daß Erdöl in zerklüftetem Salzgebirge austritt, oft zusammen mit schlagenden Wettern, hat der deutsche Kalibergbau ja leider wiederholt feststellen müssen. Es ist aber wohl kaum anzunehmen, daß in solchen Fällen die Bitumina sekundär von den Nebengesteinen her in den Salzstock eingewandert sind. Jedenfalls würde ich es für sehr wichtig halten, wenn einmal experimentell festgestellt würde, ob man durch Auflösung von älterem Steinsalz, ev. unter erhöhtem Druck, Erdöle erhalten kann. Das ältere Steinsalz ist überall besonders stark bituminös und stinkt beim Anschlagen intensiv. Wiederholt wurde mir von Bergleuten mitgeteilt, daß in ihm aufgefahrene Strecken nicht so gut stehen,

[1]) H. Monke und Fr. Beyschlag: Über das Vorkommen des Erdöls. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1905, Heft 1, 2 und 12, S. 425 ff.

als unter gleichen Bedingungen im jüngeren Steinsalz angelegte, sondern hereintreiben und quellen, so daß die verengten Strecken häufiger erweitert werden müssen. Es wäre möglich, daß hier zwischen dem Bitumengehalt und der Beweglichkeit des älteren Steinsalzes ein ursächlicher Zusammenhang besteht.

Auf einige andere Umwandlungen in den Nebengesteinen bzw. Neubildungen in denselben möchte ich noch kurz hinweisen. Ich habe gelegentlich in mehreren Bohrungen, so z. B. bei Hope in unmittelbarer Nähe des Salzhorstes tertiäre, tonige Grünsande beobachtet, glaukonitische Schichten, welche sich unmittelbar dem Senon auflegen und wahrscheinlich dem Eocän angehören. Während diese Sedimente fernab vom Salzhorst keine petrographischen Besonderheiten aufweisen, sind sie in der Nähe der Salzstöcke oft durchsetzt von unzähligen kleinen, bis einige Millimeter langen, schwebend gebildeten, teils hellen, teils dunkel gefärbten Dihexaedern von Quarzkryställchen, deren Entstehung wohl vielleicht so zu erklären ist, daß stark alkalische Wässer gelöste Kieselsäure fortführten und hier zur Ausscheidung brachten. Größere derartige Quarzkrystalle von 1 cm Länge und mehr (Prisma und Dihexaeder) beobachtete ich auch in Tonen der unteren Kreide in der Bohrung Warmeloh I.

Im Gipshut der Salzstöcke Norddeutschlands z. B. im Gipshut von „Adolfsglück" fanden sich gelegentlich große, unregelmäßige Knollen von Dolomit, die ich früher als Reste und Schollen von Plattendolomit ansah. Genauere Untersuchungen der Struktur, sowie die mannigfaltig wechselnde chemische Zusammensetzung ergaben jedoch, daß es sich ebenfalls um Residuen handelt, um konkretionäre Bildungen, wahrscheinlich entstanden aus den Rückständen der dolomitischen Einlagerungen des grauen Salztones. Ich bin heute der Ansicht, daß möglicherweise auch manche Dolomitisierungserscheinungen weiter ab vom Salzstock auf die sekundäre Zuführung magnesiahaltiger Lösungen vom Salzgebirge her zu erklären sind. Ich habe früher[1]) dolomitische Gesteine aus dem unteren Valanginien von zwei Bohrungen aus dem Kreidegebiet zwischen den Rolfsbütteler und Ölheimer Salzstöcken beschrieben, die äußerlich durchaus den Zechsteindolomiten gleichen und vielleicht sich in der angedeuteten Weise genetisch erklären lassen.

Nicht unerwähnt will ich lassen das Auftreten größerer Mengen von Pyrit in den Sedimenten der Nebengesteine in

[1]) E. Harbort: Über zwei Tiefbohrungen in der unteren Kreide bei Stederdorf und Horst im Kreise Peine. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1905, S. 33 ff.

der Nähe von Salzstöcken. Es finden sich ja zwar auch in diesen Sedimenten, z. B. in der oberen Kreide, nicht selten primäre Konkretionen von Pyrit; doch ist es eine allbekannte Tatsache, daß der Pyrit besonders häufig in unmittelbarer Nähe der Salzstöcke, an Erdölzonen gebunden, poröse Gesteine imprägniert. Die in den alten Teerkuhlen von Hordorf ausgeworfenen Ölsande sind z. B. außerordentlich reich an Pyrit.

Für den Bohrtechniker in Erdölgebieten ist der sonst beim Bohren wenig beliebte Pyrit ein guter Vorbote. Die Entstehung dieser Pyritmassen könnte vielleicht so erklärt werden, daß durch die beim Auflösen der Steinsalzmassen freiwerdenden Kohlenwasserstoffe ein Teil der Kalziumsulfatlösungen reduziert wurde, und der bei diesem Prozeß freiwerdende Schwefelwasserstoff nun seinerseits zirkulierende Eisensalzlösungen als Sulfide fällte. Es würde das eine ähnliche Erklärung sein, wie sie auch von STILLE[1]) und anderen für die Entstehung der Schwefelwasserstoffquellen aus Mündermergelgipsen am Deister usw. gegeben wurde.

Zum Schluß möchte ich auf intensive, eigenartige Rotfärbungen mancher Kreidegesteinshorizonte in unmittelbarer Nähe der Salzstöcke hinweisen, die weiter ab vom Salzhorst diese auffallende rote Farbe nicht besitzen, sondern ihre normale weiße oder graue Beschaffenheit. Derartige Rotfärbungen der Kreideschichten kenne ich von den Gaultschichten Helgolands, ferner aus dem Flammenmergel der Bohrung Jessenitz 4. Sie sind weiter bekannt aus der Tourtia bei Lüneburg und dem unteren Gault am Hope-Lindwedeler Salzstock. Herr STOLLER machte mich ferner auf ähnliche Erscheinungen im Gault der Bohrung Gamsen bei Gifhorn aufmerksam. Auch Schichten des Senons habe ich gelegentlich in ähnlicher intensiver Färbung an Salzhorsten beobachtet, so daß diese Rotfärbung der Sedimente gewissermaßen zur Leitschicht beim Auffinden von Salzstöcken im norddeutschen Flachlande werden kann ähnlich wie die Zunahme des Salzgehaltes der Sedimente. Diese auffällige Rotfärbung kann auf dreierlei Weise zustande gekommen sein.

1. Die Rotfärbung rührt her von der Aufnahme roter Gesteine aus dem Untergrunde zur Zeit der Ablagerung des betreffenden Sedimentes. Eigentümlich ist sie dem betreffenden Formationshorizont nicht, da sie, wie erwähnt, weiter ab vom

[1]) STILLE: Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf a. Deister. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanstalt 1901, S. 361.

Salzstock abnimmt und es sich vorwiegend um stark kalkige Gesteine bzw. um Mergel handelt, d. h. also um Gesteine, bei denen im allgemeinen entsprechend ihrer Entstehung rote Farbe und Kalkgehalt sich auszuschließen pflegen. So könnten die roten Kreidemergel auf Helgoland ihre rote Farbe aus zertrümmerten Buntsandsteinschichten bekommen haben, die roten Schichten des oberen Gault am Jessenitzer Salzstock vielleicht durch Aufnahme von roten Keuperletten, über welche die Kreide hier transgrediert. Wenn diese Erklärung richtig ist, so würden die geschilderten Verhältnisse jedenfalls beweisen, daß die Aufwölbungen älterer Triasgesteine im Untergrunde und auch wohl die Salzstöcke selbst bereits zur Gaultzeit vorhanden waren.

2. Die rote Farbe mancher Kreidesedimente an den Salzstöcken könnte daher rühren, daß das Kreidemeer bereits aufgepreßte Salzstöcke umspülte, daß in der Nähe derselben entweder rote Zechsteinresidualletten mechanisch aufgearbeitet wurden oder aber die im Meerwasser enthaltenen Eisensalze infolge der wasserentziehenden Eigenschaften des an Chlornatrium lokal konzentrierten Meereswassers als Eisenoxyde ausgefällt wurden.

3. Die Rotfärbung in den Sedimenten der Nebengesteine könnte durch sekundäre Infiltrationen eisen- und chlornatriumhaltiger Lösungen vom Salzstock her erklärt werden und der Eisengehalt etwa aus Carnalliten oder dem jüngeren Steinsalz herrühren.

Gegen die letzte Erklärung scheint mir jedoch die Tatsache zu sprechen, daß solche intensiv rotgefärbten Kreidemergel wechsellagern bzw. wieder überlagert werden von nicht rotgefärbtem Kreidegestein. So überlagern z. B. die roten Gaultschichten am Jessenitzer Salzstock z. T. rein weißgefärbte Kalke und Mergel der oberen Kreide.

Meine vorstehenden Ausführungen können keine erschöpfende Darstellung des Gegenstandes geben, sondern sollen lediglich eine Anregung sein, weiterhin diese Umwandlungen der Nebengesteine der Salzstöcke genauer zu studieren, da ich glaube, daß sie nicht unwichtig sind sowohl für die Erklärung der heutigen Erscheinungsformen der Salzmassen im Untergrunde des norddeutschen Flachlandes, als auch für die diagenetischen Vorgänge innerhalb der Nebengesteine selbst.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren Gruppe, Beyschlag, Seidl und der Vortragende.

Zum Schluß spricht Herr WIEGERS „Zur Gliederung des französischen Diluviums“[1]).

Zur Diskussion äußern sich die Herren KÖHNE, VON STAFF, RASSMUSS und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
WAHNSCHAFFE.	MICHAEL.	SCHNEIDER.

Mitteilung des Vorstandes.

Gemäß dem von der Hauptversammlung in Greifswald in der Sitzung vom 9. August 1912 gefaßten Beschluß ist nachstehendes Schreiben an den Preußischen Herrn Minister der geistlichen und Unterrichtsangelegenheiten in Berlin abgesandt:

Euere Exzellenz

beehren wir uns, davon geziemend in Kenntnis zu setzen, daß die Deutsche Geologische Gesellschaft in ihrer allgemeinen Tagung in Greifswald im August vorigen Jahres einstimmig die Resolution gefaßt hat, bei Ew. Exzellenz vorstellig zu werden, dem geologischen Unterricht an den Schulen eine größere Ausdehnung als bisher zu geben und diesen namentlich an den Gymnasien zur Einführung zu bringen.

Die elementaren Kenntnisse vom Bau der Erde, der Gebirgsbildung, des Vulkanismus, der Erdbeben, der geologischen Arbeitsleistung des Wassers sowie der historischen Entwicklung der Erdoberfläche und ihres organischen Lebens sind heutzutage wichtige Erfordernisse der allgemeinen Bildung. Trotzdem ist ihre Pflege in unseren Schulen weit hinter derjenigen in anderen Staaten zurückgeblieben.

Die Geologie ist die naturgemäße Grundlage der Geographie, die aus ihren Ergebnissen das Verständnis der

[1]) Der Vortrag wird in einem der nächsten Hefte erscheinen.

heutigen Erdoberfläche herleitet. Auch für eine anregende Vertiefung der Heimatkunde ist die Geologie in hervorragendem Maße geeignet. Dazu kommt ihre große Bedeutung für das praktische Leben, mit dem doch schließlich der größte Teil der Gymnasialzöglinge später zu tun bekommt. Ein Verständnis für die Bodenschätze des Landes, namentlich der Kohlen-, Salz- und Erzlager, für die Wasserversorgung und Quellenkunde, für die land- und forstwirtschaftliche Ausnützung des Bodens ist ohne geologische Grundbegriffe unmöglich. Hier aber versagten unsere Schulen und besonders unser humanistisches Gymnasium bisher vollständig, während in den Schulen anderer Länder gerade Geologie eines der anregendsten Lehrfächer geworden ist.

Finanzielle Rücksichten können bei der Einführung der Geologie als Lehrfach nicht mitsprechen, da die Geologie im Gegensatz zur Chemie, Physik und Mineralogie fast ohne alle kostspieligen Hilfsmittel gelehrt werden kann.

Die einzige Vorbedingung, die für einen solchen Unterricht zu erfüllen wäre, ist die Aufnahme der Geologie als Prüfungsfach in das Staatsexamen, damit zunächst geeignete Lehrer herangebildet werden. In welcher Weise das am zweckmäßigsten zu ermöglichen ist, wird besonderer Beratungen bedürfen, denen die Unterzeichneten nicht vorgreifen möchten. Sie erlauben sich aber, an Ew. Exzellenz die gehorsame Bitte zu richten, die Erledigung dieser schon lange dringlichen Angelegenheit nicht länger hinauszuschieben zu lassen. Wir gestatten uns dabei, auf die in der Anlage beigefügte frühere Resolution der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom Jahre 1910 nochmals hinzuweisen.

Im Auftrage der Deutschen Geologischen Gesellschaft:

gez. Felix Wahnschaffe   Otto Jaekel

Briefliche Mitteilungen.

1. Geologische Streifzüge in Coahuila.

Von Herrn Erich Haarmann.

(Mit 16 Textfiguren.)

Mexico, den 8. Juni 1912.

Seit September 1910 habe ich in Coahuila, jenem Staate, der den mittleren Teil von Nordmexiko bildet, wiederholt größere Reisen ausgeführt. Der Mangel an Vegetation und die sich weit hinziehenden, gleichmäßig aufgebauten Sierren erleichtern geologische Studien sehr, dagegen verhindern die außerordentliche Größe des Gebiets, in dem die meisten Reisen in langen Überlandwegen gemacht werden müssen, das meist wüstenartige Klima, sowie das Fehlen topographischer Karten, sich in wenigen Monaten ein vollständiges Bild der Geologie zu machen.

Wenn ich trotzdem schon heute einige meiner geologischen Beobachtungen mitteile, so geschieht dies lediglich deswegen, weil es mir durch die wiederholten politischen Unruhen in jenen Gegenden zweifelhaft geworden ist, ob ich in absehbarer Zeit meine Studien dort fortsetzen und zu einem gewissen Abschluß bringen kann, es mir aber andererseits besser erscheint, einstweilen etwas Unvollständiges über diese schwer zugänglichen und noch recht unbekannten Gebiete zu geben, als gar nichts zu veröffentlichen. Man wolle daher die vorhandenen Lücken entschuldigen, die der natürliche Mangel jeder Pionierarbeit sind. Diese lassen jedoch auch erkennen, welch interessante Probleme noch in Coahuila zu lösen sind. Da mir Zeit und Literatur fehlen, mein Material demnächst selbst zu bearbeiten, so habe ich einen Teil davon an Kollegen zur Bearbeitung weitergegeben, für deren Übernahme ich diesen auch hier verbindlichst danke.

Lage, Topographie und Entwässerung. Coahuila wird im Norden vom Rio Grande del Norte begrenzt, der hier

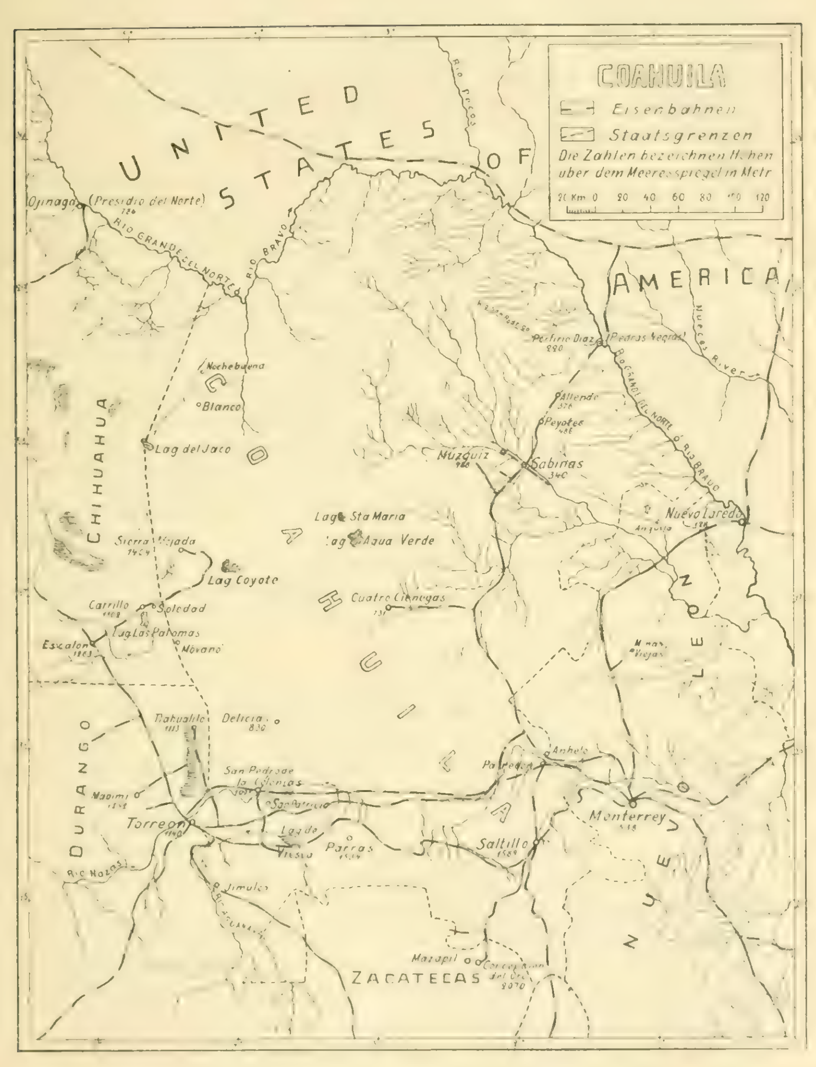

COAHUILA
Eisenbahnen
Staatsgrenzen
Die Zahlen bezeichnen Höhen über dem Meeresspiegel in Metr
UNITED STATES OF AMERICA
CHIHUAHUA
DURANGO
ZACATECAS
Ojinaga
(Presidio del Norte)
RIO GRANDE DEL NORTE
RIO BRAVO
Rio Pecos
Porfirio Diaz
(Piedras Negras)
Nueces River
Allende
Peyotes
Muzquiz
Sabinas
Nuevo Laredo
Nochebuena
Blanco
Lag del Jaco
Lag Sta Maria
Lag Agua Verde
Lag Coyote
Cuatro Ciénegas
Sierra Mojada
Carrillo
Soledad
Lag Las Palomas
Escalon
Movano
Tlahualilo
Delicia
San Pedro de la Colonias
Mapimi
Torreon
Parras
Saltillo
Paredon
Anhelo
Monterrey
Jimulco
Mazapil
Concepcion del Oro

Fig. 1.

die Staatsgrenze Mexikos gegen die Vereinigten Staaten von Amerika bildet. Weiter grenzen an Coahuila, von Osten über Süden nach Westen die mexikanischen Staaten: Nuevo León, San Luis Potosí, Zacatecas, Durango und Chihuahua. Coahuila liegt etwa zwischen $24^1/_2{}^0$ und 30^0 nördl. Br. und 1^0 und 5^0 westl. L. von Mexiko. Man rechnet in Mexiko nach dem Meridian von Mexiko-Stadt, der $98^0\,16'\,40''$ westl. L. von Greenwich entspricht.

Coahuila hat einen Flächenraum von 165099 qkm, ist also elfmal so groß wie das Königreich Sachsen. Auf den Quadratkilometer kommen durchschnittlich 2,2 Einwohner, tatsächlich jedoch sind weite Landstrecken unbewohnt.

Die beigefügte Skizze von Coahuila, Fig. 1, gibt keine Gebirge an[1]), jedoch erkennt man die wichtigsten Züge der Oberflächengestaltung auch aus dem Verlauf der Flußläufe und der Verteilung der Lagunen sowie den eingeschriebenen Zahlen, welche Höhen in Metern über dem Meere angeben.

Im nördlichen Teile des Staates fällt das Land nach Norden zu ab; es wird hier vom Rio Grande del Norte entwässert, der vor der Einmündung des Rio Pecos nordöstliche und östliche Richtung hat. Im östlichen Coahuila verläuft mit nordnordwestlichem Streichen die nördliche Verlängerung der Sierra Madre Oriental, die sich jenseits des Rio Grande topographisch und geologisch in den Sierren zwischen Rio Grande und Rio Pecos fortsetzt.

Die Sierra Madre Oriental ist aus mehreren Gebirgsketten zusammengesetzt und kein geschlossenes Gebirge. Ihre Bedeutung liegt darin, daß sie mit ihrem Ostabfall die Begrenzung des mexikanischen Hochlandes gegen die Küstenregion bildet, die aus der flachhügeligen Zone in der Nähe der Sierra nach dem Golf zu in die flache Küstenebene übergeht. Ungefähr dort, wo die Sierra in die Südostecke unserer Kartenskizze eintritt, fängt sie an, sich zu zerteilen: ein Teil der Kulissen schwenkt nach Westen ab und streicht fast ost-westlich, mit geringer Abweichung nach Nordwesten, ein anderer Teil folgt der alten nordnordwestlichen Richtung, und diesen nennen wir, obwohl er an Bedeutung und Geschlossenheit verloren hat, im folgenden Sierra Madre Oriental.

In dem Winkel, den die sich teilenden Sierren miteinander bilden, liegt, wie auch aus der Karte von Abbot ausgezeichnet zu ersehen ist, eine Art Massiv. Inwieweit dieses durch die

[1]) Die beste Karte von Coahuila ist die von T. S. Abbott, 1:500000, 1905.

Tektonik bedingt ist und die Ursache zur Teilung der Sierren war, müssen weitere Beobachtungen zeigen.

Die Wasser der nördlichen Sierra Madre Oriental nimmt der ihr hier östlich parallel verlaufende Rio Grande auf, der sie weiterhin dem Golf von Mexiko zuführt.

Die ost-westlich gerichteten Sierren im Süden geben ihre Niederschläge zum Teil ebenfalls an das Stromgebiet des Rio Grande ab, weiter westlich jedoch fließen sie dem Bolsón von Mapimí zu. Derselbe nimmt auch die Wasser auf, die von der Westseite der Sierra Madre Occidental abfließen.

Mit „Bolsón" bezeichnet man ein abflußloses Auffüllungstal, das von Bergen wenigstens teilweise umgeben ist und wie eine „große Tasche" die Niederschläge der Berge und das von diesen transportierte Gesteinsmaterial aufnimmt. Sodann versteht man aber auch unter „Bolsón" mehrere zusammenliegende Bolsones, wenn diese in ihrer Gesamtheit ein abflußloses Gebiet bilden. Eine scharfe Trennung ist dann nämlich meistens nicht möglich, da die einzelnen Bolsones fast immer wenigstens stellenweise untereinander verbunden sind. Auch der „Bolsón de Mapimí" ist ein großes abflußloses Gebiet, das aus zahlreichen, meistens jedoch nicht ganz für sich abgeschlossenen Bolsónebenen besteht.

Da in anderen Sprachen ein Wort fehlt, das „Bolsón" wiedergeben könnte, so verdient diese Bezeichnung allgemeine Verbreitung, wie sie auch in der amerikanischen Literatur schon eingeführt ist[1]).

Der Bolsón von Mapimí liegt zwischen den beiden Hauptsierren im Osten und Westen, den ost-westlich streichenden Sierren im Süden (zwischen Saltillo und Torreón) und etwa dem Rio Grande im Norden. Ein großer Teil dieses riesigen Beckens gehört zu Coahuila, ein anderer zu Chihuahua und ein kleiner zu Durāngo.

Dieses Becken darf man sich nun, wie schon oben angedeutet wurde, keineswegs als eine große Ebene vorstellen, vielmehr erheben sich schroff aus ihm zahlreiche meist nicht sehr lange, isolierte Kulissen, die Höhen bis weit mehr als 1000 m über den Ebenen erreichen, wie z. B. nach meinen Messungen die Sierra del Pino (zwischen 28° und 29° nördl. Br. und im 4° westl. L. von Mexiko), deren höchster Punkt 1400 m über der westlich angrenzenden Ebene liegt.

[1]) R. T. Hill: Topographic Atlas, U. S., Blatt 3, U. S. G. S. 1900, S. 8. — W. G. Tight: Am. Geologist, Bd. 36, 1905, S. 271—284. — C. H. Gordon: Professional Paper 68, U. S. G. S., S. 221.

Die Bolsón-Ebenen bilden oft abflußlose Seen, d. s. Lagunen, die jedoch nur selten, da es keine permanenten Flüsse gibt, Wasser enthalten, während man sie auf den Karten fast immer als dauernde Seen dargestellt findet.

Durch die Schuttmassen, welche die Wasser von den randlichen Gebirgen und den Sierren inmitten des Bolsóns zeitweise nach den Tälern trugen, wurden die Gebirgsketten immer mehr begraben, weiter und weiter ertranken sie in den jungen Sedimenten der Täler.

Diese Auffüllungstäler gerade sind es, die den Unterschied zwischen dem Bolsón von Mapimí bzw. der Mesa Central und den Ketten, für die wir den Namen „Sierra Madre Oriental" beibehalten haben, ausmachen. In dieser nämlich werden die Täler im allgemeinen weiter erodiert, die Schuttmassen werden ausgeräumt und dem Vorlande oder dem Meere zugeführt. Dadurch werden die Ketten der östlichen Sierra Madre besser herausmodelliert und erscheinen so dem Beobachter weitaus bedeutender, als die in hunderten von Metern mächtigem Schutt begrabenen Sierren der Mesa. Tatsächlich sind sie es jedoch nicht, im Gegenteil: nach Osten wird die absolute Höhe der Sierren im allgemeinen geringer.

Da sich die Ketten der Mesa und der Sierra Madre geologisch nicht unterscheiden, so bleibt einzig dieser topographische Unterschied.

Stratigraphischer Überblick. Paläozoicum. Paläozoische Schichten waren bisher im ganzen Gebiete unbekannt[1]). Bei „Las Delicias" fand sich nun eine mächtige Schichtenfolge von präpermischem Alter, das sich genauer bis jetzt nicht bestimmen ließ, und ich nenne daher diese Schichten, bis weitere Untersuchungen ihre geologische Stellung ergeben haben: „Delicias-Schichten".

Die Mächtigkeit der Delicias-Schichten ist mindestens 2000 m, wahrscheinlich aber noch erheblich mehr. Am besten sind sie in einigen „Arroyos" aufgeschlossen, so vor allem im Arroyo de Wenceslao und im Arroyo de San José. In ihrem unteren Teile bestehen die Delicias-Schichten vorwiegend aus Geröllen und verbackenen Sanden, meist vulkanischer Gesteine; nach oben werden die Gerölle kleiner und nehmen ab: mächtige Bänke vulkanischer Sande, die man stellenweise zuerst für ver-

[1]) Die Erze von Sierra Mojada treten nicht, wie R. Beck, sich auf Malcolmson beziehend, in der 3. Auflage seiner „Lehre von den Erzlagerstätten", Bd. II, S. 278, sagt, in carbonischem, sondern in cretacischem Kalkstein auf.

wittertes vulkanisches Gestein halten könnte, wiegen vor. Noch weiter nach oben folgen dunkle bis schwarze Mergelschiefer und Mergel, die Lagen von Geoden und Bänke von dunklem Kalk enthalten. Leider fand ich keine Fossilien, jedoch war die mir zur Verfügung stehende Zeit sehr kurz, so daß ich hoffe, bei längerem Suchen doch welche zu finden.

Auf den Delicias-Schichten liegen stellenweise Reste von Korallenriffen. Sie bestehen aus einem dunkelblaugrauen bis gelblich-grauen, festen, spröden und ungeschichteten Kalk, der besonders im Pichagua gut zu beobachten ist. Er enthält eine reiche Fauna von meist verkieselten Korallen (Tetrakorallen und Tabulaten) Brachiopoden usw., deren Bearbeitung Herr W. HAACK freundlichst übernommenhat. Dieser hat sie zwar noch nicht beendigt, jedoch hat die bisherige Vergleichung eine große Ähnlichkeit mit den von G. GIRTY[1]) beschriebenen Guadalupe-Schichten ergeben, und wie Herr HAACK mir mitteilt, haben die bei Las Delicias gefundenen Klippen höchstwahrscheinlich permisches Alter. Von der Aufzählung der bisher bestimmten Fossilien sehe ich ab, da Herr HAACK demnächst selbst seine Untersuchung der Fauna veröffentlichen wird.

Mesozoische Schichten. In bezug auf die stratigraphischen Verhältnisse der mesoischen Formationen verweise ich auf die Arbeiten der um die Gliederung dieser Schichten in Mexiko verdienten Geologen BURCKHARDT und BOESE. Durch die Arbeiten des ersten wurden uns mehrere Juravorkommen näher bekannt, während BOESE besonders Kreide bearbeitete. Es genügt hier, auf die zusammenfassenden Notizen der beiden Autoren[2]) hinzuweisen, wo weitere Literatur angegeben ist.

Für uns ist hier folgendes wichtig: Die ältesten der bekannten mesozoischen Schichten unseres Gebiets gehören dem Oberen Jura an. Sie sind bisher von Mazapíl, San Pedro del Gallo (westlich Mapimí) und Symón bekannt, welche Vorkommen von BURCKHARDT bearbeitet wurden.

Auch Untere Kreide kennt man von verschiedenen Punkten, jedoch nur aus der Zone, in der auch Oberer Jura vorkommt: also im südlichen und südwestlichen Teile unserer Kartenskizze, während weiter nördlich Untere Kreide ebensowenig wie Jura bekannt geworden ist. Es ist wahrscheinlich, daß je weiter nach Norden, um so mehr Verhältnisse eintreten,

[1]) G. GIRTY: The Guadalupian Fauna, Prof. Paper 58, U. S. G. S.

[2]) C. BURCKHARDT: Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko. Zentralbl. Min. 1910, Nr. 19 u. 20. — E. BÖSE: Neue Beiträge zur Kenntnis der mexikanischen Kreide. Ebenda.

wie sie in Texas herrschen, wo Aptien das älteste bekannte Kreideglied ist und Mittlere Kreide weithin transgredierend liegt. Der Rio Grande ist, soweit er Mexiko und die Vereinigten Staaten scheidet, weder in tektonischer noch in stratigraphischer Beziehung eine Grenze.

Weit verbreitet sind jene mächtigen, größtenteils fossilarmen Kalke der Unteren und Mittleren Kreide, welche die Hauptmasse der Sierren bilden.

Die Obere Kreide beginnt mit Turon (Zone des Inoceramus labiatus), von dem BOESE eine Reihe Fundpunkte angibt, und das ich selbst noch an zahlreichen anderen Stellen gefunden habe. Diese Stufe tritt überall im Gebiet in derselben Facies und mit der gleichen individuenreichen aber speziesarmen Fauna auf. Es sind dünnschichtige, ebenplattige Kalkschiefer, meist etwas mergelig, in denen Inoceramus labiatus und einige andere Arten dieses Genus sehr häufig sind.

Die Labiatusschichten sind, soweit wir heute wissen, die jüngste derjenigen Schichtstufen, von denen wir sicher eine gleichmäßige Ausbildung ihrer Facies kennen, d. h. sowohl westlich der Sierra Madre Oriental, im Gebiet der Mesa Central, als auch in ihrem östlichen Vorlande, also in Gebieten mit heute recht verschiedenen Höhenlagen.

Eine interessante Turon-Fauna fand sich beim Macho in der Hacienda Móvano[1]), deren Bearbeitung Herr E. BOESE freundlichst übernommen hat. Es findet sich unter den Fossilien auch Inoceramus labiatus, und wie mir Herr BOESE mitteilt, handelt es sich hier um die Basis der Labiatus-Schichten.

Emscher fand ich an den Cabeceras del Río Escondido, nicht weit von Allende, Coahuila, östlich der Sierra Madre Oriental. Er besteht aus dickbankiger heller Kalkkreide mit einer dem Inoceramus digitatus ähnlichen Form. Herr BOESE hält sie für eine neue Art und wird auch hierüber gelegentlich eine Notiz geben. Der Emscher ist hier also ähnlich ausgebildet wie in Texas und verschieden von dem Vorkommen in Guerrero, dem ersten und bisher einzigen in der Literatur bekannten Fundpunkt von Emscher in Mexiko. Dort tritt nämlich nach BURCKHARDT diese Stufe als „schwärzliche Schiefer und Mergelschiefer, grauliche oft sandige Schiefer und Mergelkalk“ auf.

[1]) Bei meinen Untersuchungen im Gebiete dieser Hacienda sowie bei denen des Cerro de Santiago, die wegen der großen Wasserarmut und der weiten Entfernungen nur mit mancherlei Schwierigkeiten auszuführen waren, fand ich stets gern gewährte tatkräftige Hilfe des Hauses FEDERICO RITTER, wofür ich diesem auch hier verbindlichsten Dank sage.

Untersenon beschrieb BOESE von Cárdenas, das er wegen der so verschiedenen Facies von anderen amerikanischen Vorkommen mit dem Lokalnamen „División Cárdenas" belegte.

Auch Obersenon gibt BOESE an, jedoch ist wenigstens oberstes Obersenon bisher nicht nachgewiesen worden.

Endlich Danien. Dieses und vielleicht ein Teil des Senons wird in Nordamerika durch Laramie vertreten, eine höchst interessante Formation, da sie nach den weit verbreiteten, gleichmäßigen Meeresbildungen des Jura und der älteren Kreide eine durchaus andere Facies zeigt. Laramie ist in nächster Nähe des Festlandes oder auf ihm, in Binnenseen gebildet worden. In Coahuila sind Laramieschichten bisher aus den Kohlengebieten bekannt geworden[1]). Sie enthalten Sandsteine und Konglomerate und in ihrem unteren Teile Kohlen, gerade wie jenseits des Rio Grande. Auf die Folge der jüngsten Kreideschichten im Kohlenbezirk von Esperanzas müssen wir unten noch eingehen.

Für im wesentlichen gleichaltrig mit Laramie glaube ich Schichten halten zu sollen, die ich im Gebiet der Hacienda Móvano, besonders in der Nähe des Ranchos Soledad fand, und die ich bis zur endgültigen Festlegung ihres Alters „Soledad-Schichten" nenne. Zuunterst treten graue, grüne und rote Mergel auf, die häufig steinmergelartig zerbröckeln. Ich habe diese bunten Mergel auch an vielen Stellen an der Bahn zwischen Escalón und Sierra Mojada beobachtet. Darüber liegt eine Folge von Sandsteinen, Konglomeraten und Tonschiefern, bzw. Sandschiefern. Die Sandsteine zeigen vielfach diskordante Parallelstruktur und sind häufig zu Quarziten verkieselt. Die Gerölle bestehen hauptsächlich aus Kreidekalk und vulkanischen, vor allem Andesit- und Rhyolithähnlichen Gesteinen, wie sie auch in den vulkanischen Hügeln jener Gegend auftreten. Fig. 2 gibt ein Bild der Soledad-Schichten beim Rancho Soledad.

Offenbar sind diese Schichten in Becken und zwar in Süßwasserbecken gebildet worden, denn nichts deutet auf Ablagerung im Meere oder in seiner Nähe, wie dies beim Laramie in den Kohlengegenden der Fall ist. Glaukonit wurde im Gegensatz zu jenen Gebieten in den Soledad-Schichten nirgends gefunden.

Fossilien sind selten; nur an einer Stelle fanden sich in den Konglomeraten verkieselte Hölzer und riesige verkieselte Wirbeltierreste. Meine Zeit erlaubte es nicht, an jener Stelle

[1]) J. G. AGUILERA: Les gisements carbonifères de Coahuila. Guide géologique au Mexique 1906, XXVII.

Aufschlüsse zu machen, und so mußte ich mich mit der Aufsammlung der herausgewitterten Stücke begnügen, die meist nicht recht gut erhalten waren. Leider fanden sich keine Zähne, die eine Bestimmung erleichtert hätten. Immerhin sandte ich die Wirbeltierknochen Herrn HENRY SCHROEDER, der sich freundlichst ihrer Untersuchung annahm und zu der Ansicht kam, es sei das wahrscheinlichste, daß es sich um Saurier handele. Zu genauen Bestimmungen ist aber natürlich weit mehr und besseres Material notwendig, dessen Beschaffung der Wassermangel jener Gegend schwierig und die

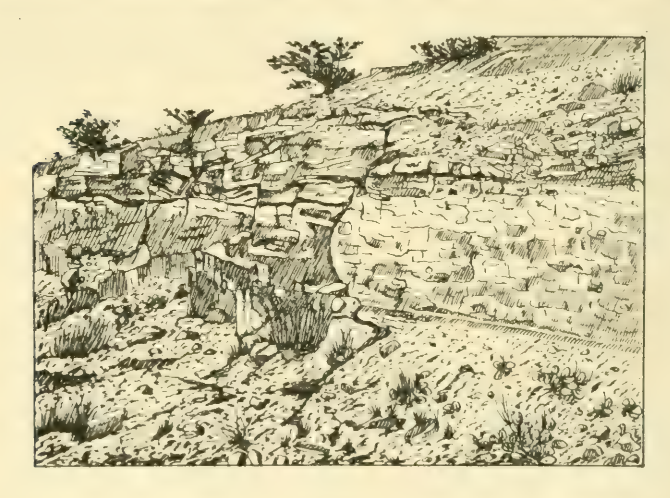


Fig. 2.
„Soledad-Schichten" beim Rancho Soledad.

Revolution augenblicklich unmöglich macht. Trotzdem hoffe ich eines Tages, wenn möglich im größeren Maßstabe, mehr Material ausgraben zu können.

Diese wahrscheinlich als Saurierreste zu deutenden Wirbeltierknochen legen die Gleichaltrigkeit der Soledad-Schichten mit Laramie nahe.

Tertiär wurde nirgends gefunden, es mag jedoch bemerkt werden, daß die Laramiestufe von einigen Autoren als ältestes Tertiär aufgefaßt wurde[1]).

[1]) Zur Stratigraphie der obersten Kreideschichten vergleiche auch T. W. STANTON und J. B. HATCHER: Geology and Palaeontology of the Judith River beds. Bulletin 257, U. S. G. S. 1905.

Tektonische und vulkanische Vorgänge und ihre Zeitlichkeit. Der Ablagerung der präpermischen Delicias-Schichten muß die Bildung eines Festlandes vorangegangen sein, von welchem das diese zusammensetzende Gesteinsmaterial abgetragen werden konnte. Besonders im unteren Teile bestehen die Delicias-Schichten vorwiegend aus Geröllen und Sanden vulkanischen Gesteins und mit oder nach jener ältesten nachweisbaren Schichtenbewegung muß daher auch vulkanisches Magma emporgestiegen sein.

Die Delicias-Schichten wurden vor Ablagerung des Perm sehr stark gefaltet, und zwar streichen die Schichten nordöstlich und fallen steil nach Norden ein. Vielfach ist das Ein-



Fig. 3.
„Delicias-Schichten“ im Arroyo de Wenceslao.

fallen senkrecht, fast nirgends weniger als 45°. Zahlreiche meist unbedeutende Querverwerfungen durchsetzen die Schichten, von denen Fig. 3 ein Bild gibt.

In den stark nach Norden gefalteten Delicias-Schichten glaube ich den Typus der Appalachen wiederzuerkennen, und es ist möglich, daß wir es hier mit den Resten eines südlichen Zweiges dieses außerordentlich ausgedehnten Gebirges zu tun haben, dessen Auffaltung im Obercarbon stattfand.

Der auf den gefalteten Delicias-Schichten stellenweise noch erhaltene permische Korallenkalk, der in Figur 4 abgebildet wurde, hat soweit sich bisher feststellen ließ, keine Dislokationen in bezug auf seine Unterlage erfahren. Der massige Kalk zeigt keine Schichtung, sondern ist von verschieden gerichteten Klüften durchsetzt, die den Kalk in einzelne Blöcke auflösen.

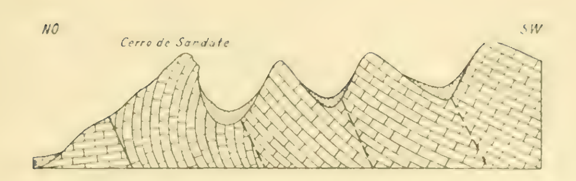
Bei den jüngeren Dislokatiosperioden, denen die heutigen Oberflächenformen im wesentlichen ihre Entstehung verdanken, lassen sich im Gebiet unserer Kartenskizze wie auch in anderen Teilen Mexikos zwei Faltungsrichtungen unterscheiden: eine generell nordwestlich gerichtete, die häufig stark nach Ost-West, weniger nach Nord-Süd abweicht und eine nordöstlich streichende, die Abweichungen nach Nord-Süd zeigt. Man ersieht hieraus, daß beide Faltungen ineinander übergehen können, jedoch sind sie meistens auseinander zu halten.



Fig. 4.
Der „Pichagua", bestehend aus permischem Korallenkalk, darunter „Delicias-Schichten".

Die nordwestliche Faltung ist die weitaus bedeutendere, denn sie beherrscht die höchsten Gebirge: die Sierra Madre Occidental und die Sierra Madre Oriental, sowie die zahlreichen Sierren im dazwischenliegenden Bolsón de Mapimí [1]); sie hat das ganze Gebiet meist außerordentlich stark zusammengeschoben. Häufig findet man nach Norden überfaltete Antiklinalen, oft scheinbar monoklinalen Bau und stellenweise Schuppenstruktur, bei welcher an streichenden, parallelen Überschiebungen sich dieselben Schichten öfters wiederholen.

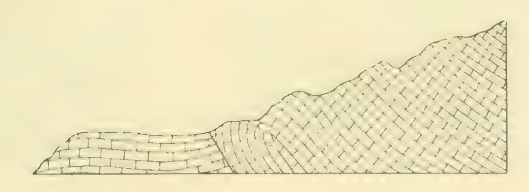
[1]) Allgemein wird wohl nunmehr die Tatsache anerkannt sein, daß die Mesa Central kein Horst und topographisch keine große Ebene, sondern im wesentlichen ein Faltenland ist. Vgl. hierzu E. Böse: Zur Frage der Entstehung des sogenannten mexikanischen Zentralplateaus. N. Jahrb. Min. 1908, Bd. II. Die Ansichten Böses über diesen Gegenstand sind auch nach meinen Beobachtungen durchaus zutreffend.



I. Profil durch den Cerro de Sandate.



II. Profil südöstlich von Sta. Eulalia.



III. Profil an der Westseite des Puerto de Sta. Eulalia.

Fig. 5.
Schematische Profile durch den Nordrand der Sierra de San Lorenzo.

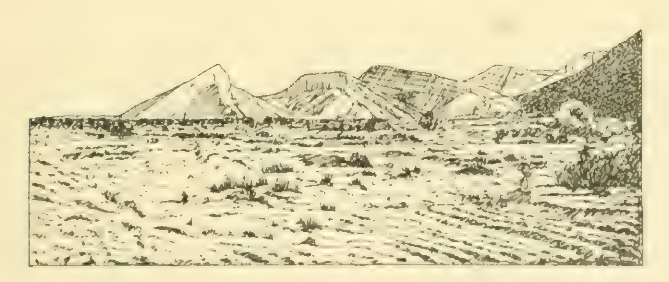


Fig. 6.
Berge an der Ostseite des Puerto de Sandate.
Links der Cerro de Sandate.

Fig. 5 zeigt diese Verhältnisse vom Nordrande der Sierra de San Lorenzo, südlich von San Pedro de las Colonias. Fig. 6 gibt die natürliche Ansicht des ersten Profils in Fig. 5. Die Überschiebung ist in der Figur nicht zu sehen, sie geht dort zutage, wo im Nordabfall des Cerro de Sandate eine leichte Delle erscheint. Aus dem Einfallen der Überschiebungen und der Richtung der Überfaltung, wie sie aus Fig. 7 ersichtlich ist, die ich der Liebenswürdigkeit des Herrn ARTUR FREY verdanke, geht hervor, daß der Druck, welcher die nordwestliche Faltung verursacht hat, von Süden bzw. von Südwesten kam.



Fig. 7.
Nach Nordwesten überfaltete Kreidekalkschichten bei der Ojuela-Grube (Mapimi), gesehen von Campo Sur.

Die Sierren ziehen sich meist nicht sehr weit hin, um dann von anderen parallel verlaufenden, wechselnd ansetzenden Ketten abgelöst zu werden. Dabei ist auffällig, daß das Streichen der Schichten oft gegen das Generalstreichen der Sierren gerichtet ist, und zwar verlaufen die Gebirge mehr in der Nord-Süd-Linie angenäherten Richtungen gegenüber den mehr nordwestlich streichenden Schichten. Es entstehen dadurch eigenartige Abzweigungen von den Hauptgebirgszügen, die durch mehr oder weniger tiefe Einbuchtungen von diesen getrennt sind. SÜSS nennt diese Erscheinung treffend „schräge Kulissenfaltung“, die sich sonst besonders im Great Basin, Arizona, Neu-Mexiko, aber auch in Nieder-Californien findet. Auf die Ähnlichkeit des Baus der Sierren im Bolsón de Mapimí mit dem der Basin Ranges, wies auch E. SÜSS nach Berichten von EDMUND NAUMANN und anderen schon hin, und

er betrachtet diese Ketten als die südliche Fortsetzung seines „Zwischengebirges“. SÜSS meint, die Mesa Central sei ein „eingebrochenes Faltenland“: „streichende Brüche durchschneiden den Bau, der an ihnen oft in lange Streifen zerlegt ist, oft auch zu tiefen Gräben absinken mag“. Solche streichenden Brüche, an denen Absenkungen stattgefunden haben, mögen existieren, sie sind mir jedoch nicht bekannt geworden, und ich bin der Ansicht, daß der ganze Bau sehr wohl lediglich durch tangentialen Zusammenschub, der in der Hauptsache Faltung und Überschiebung, gelegentlich auch Aufpressung an steilen Brüchen zur Folge hatte, gebildet werden konnte.

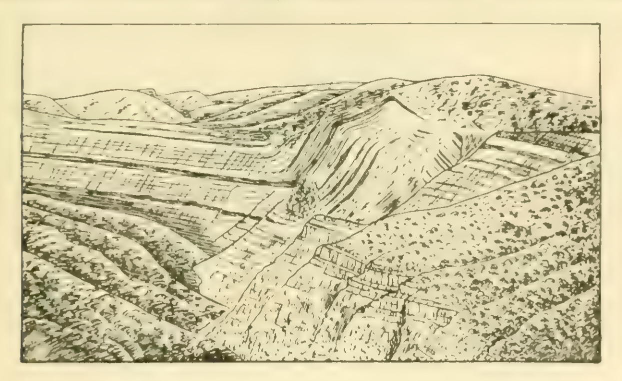


Fig. 8.
„Polygon-Falte“ bei Minas Viejas (Nuevo León).

Im östlichen Vorlande der Sierra Madre Oriental, wo die nordwestliche Faltung schon sehr an Intensität abgenommen hat und ganz aufhört, findet man weithin die Schichten nur schwach geneigt, bis sie dann oft unvermittelt scharf gefaltet sind. Solche Verhältnisse sah ich bei Peyotes und in anderen Gegenden. Eine ausgezeichnete Vorstellung hiervon gibt Fig. 8, die ich der Freundlichkeit des Herrn C. Q. SCHLERETH verdanke. Man sieht auf ihr nach Norden gegen ein durch eine Querverschiebung freigelegtes Profil. Links auf dem Bilde liegen die Schichten flach; ohne Bruch gehen sie dann plötzlich in eine Falte über, die sich aus einzelnen nach unten durchgebogenen, winklig aneinander stoßenden Stücken zusammensetzt. Solche Falten nenne ich „Polygon-Falten“. Im Hintergrunde links setzen schwach nach Südwesten geneigte Kreideschichten die Berge zusammen. Diesseits, also südlich der Querverschiebung, längs welcher jetzt ein Tal erodiert

worden ist, setzt die Sattelachse fort, jedoch hier auf dem Südflügel von einer Überschiebung begleitet. In dem Schema Fig. 9 sind diese Verhältnisse dargestellt. Tangentialer Gebirgsdruck kam, wie überall bei der nordwestlichen Faltung aus Südwesten und schob die Schichten zusammen. Der südliche Gebirgsteil ließ sich wohl wegen eines vorlagernden Hindernisses nicht weiterschieben, so daß die nach der Faltung weiter wirkenden Kräfte sich in einer Überschiebung am Südflügel auslösten, während sie beim nördlichen Teil entlang der Verschiebung dessen Vorschub nach Nordosten bewirkten, so daß hier kein Bruch der Schichten eintrat.

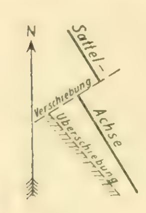


Fig. 9.
Schema des Baus bei Minas Viejas.

Verwerfungen im engeren Sinne, an denen im wesentlichen vertikale Schichtenverschiebungen stattgefunden haben, konnten bisher erst an einer Stelle beobachtet werden, und zwar dort, wo der Horst der paläozoischen Delicias-Schichten

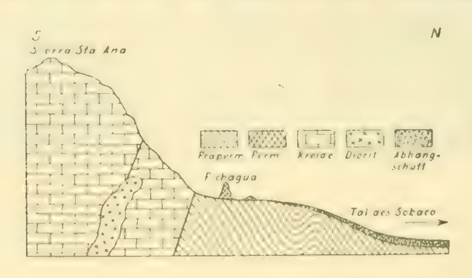


Fig. 10.
Schematisches Profil durch den Nordrand der Sierra Sta. Ana, Hacienda „Las Delicias“.

erscheint, an der Südwestecke jenes oben erwähnten Massivs, das ich im Winkel zwischen den sich teilenden Sierren vermute.

Während die Kreideschichten auf der Südseite der Sierra Santa Ana noch gefaltet sind, liegen sie auf deren Nordseite söhlig oder kaum merklich geneigt. Hier finden sich steile Brüche, die nach der Sierra, also nach Süden zu einfallen. Die nördlicheren Schollen sind in Staffeln relativ und auch wohl tatsächlich die gehobenen, und an dieser Störungszone kommt dann Paläozoicum (Delicias-Schichten und Perm) zutage: geologisch ein Horst, topographisch ein Graben. Meine Auffassung der Verhältnisse kommt in dem schematischen Profil Fig. 10 zum Ausdruck.

Fig. 11 zeigt die beiden sich kreuzenden Spalten am Agua Grande, oberhalb der Häuser der Hacienda Las Delicias. Fig. 12 gibt die N 15° O streichende Spalte, an der keine



Fig. 11.
Die beiden sich kreuzenden Spalten am Agua Grande (Hacienda „Las Delicias“).



Fig. 12.
Nordöstlich streichende Kluft am Agua Grande.

Verwerfung der Schichten stattgefunden hat, während an dem in Fig. 13 dargestellten Bruche, der in N 70° W streicht und mit 70° nach Süden fällt, eine Schichtenverschiebung vor sich ging, und zwar, wie die mit dem Einfallen gerichteten

Harnischstreifen zeigen, wesentlich im senkrechtem Sinne. Der Teil rechts der Verwerfung ist der gehobene.

Es liegt kein Grund vor, anzunehmen, daß die hier nachzuweisenden wesentlich vertikalen Bewegungen auf senkrecht gerichtete Kräfte zurückzuführen sind, es ist vielmehr naheliegend auch diese Brüche als Folge horizontalen Schubs aufzufassen, wie dessen Wirkungen südlich und weiter nördlich dieses Gebiets zu beobachten sind. Daß er hier nicht die „Great Basin structure“ hervorrief, sondern sich in der

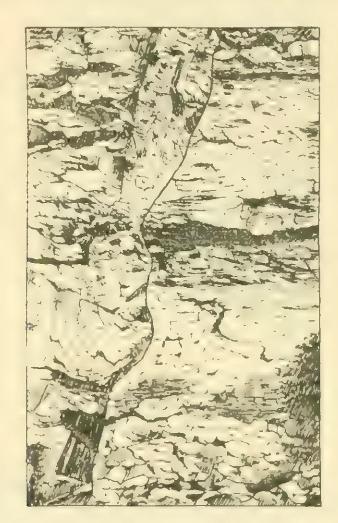


Fig. 13.
Verwerfung am Agua Grande.

Aufpressung des paläozoischen Horstes an Staffelbrüchen auslöste, liegt lediglich daran, daß die mesozoischen Schichten hier auf der scharf gefalteten alten Unterlage ruhen, die eine weitere Faltung nicht zuließ.

Außerhalb des Gebiets fand ich ähnlich aufgepreßte Schichten beim Salto Grande, in der Nähe von Necaxa, etwas nördlich von 20° nördl. Br. in der Sierra Madre Oriental. Hier sieht man in einer Basaltdecke einen Horst von Kreidekalk, der gegen das vulkanische Gestein mit steil von ihm abfallenden Verwerfungen abschneidet, von denen wenigstens eine gut aufgeschlossen ist. Ich halte die Kreideschichten für aufgepreßt und dabei zusammengestaucht. In der Nähe der Verwerfung biegen sich die Kalke nach unten und legen sich der

Verwerfung selbst parallel, so daß dadurch der Eindruck eines aufgepreßten Pfropfens entsteht. Damit stimmt auch überein, daß die in beiden Gebieten weitverbreiteten jüngeren Schichten — also bei Las Delicias: Kreide, bei Necaxa: Basalt — durchaus ungestört und praktisch horizontal liegen. Dies ist jedenfalls leichter dadurch zu erklären, daß die älteren Gesteine gehoben wurden, als dadurch, daß die jüngeren weithin gleichmäßig gegenüber den verhältnismäßig viel weniger ausgedehnten Kernen alter Schichten abgesunken sind.

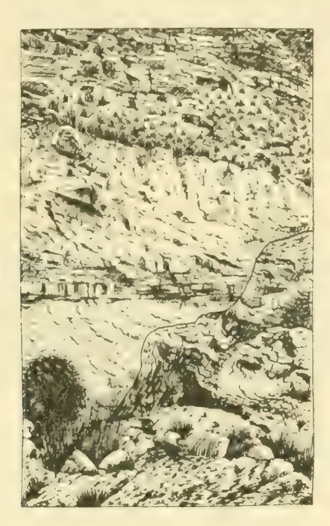


Fig. 14.
Intrusion von Diorit in Kreideschichten beim Agua Grande.

Während und nach der nordwestlichen Faltung fand unterirdisches Magma Wege emporzusteigen: es bildete Intrusionen und drang bis an die Oberfläche, wo es Ergüsse und Krater bildete.

Eine Intrusion von Diorit wurde in dem schematischen Profil Fig. 10 angedeutet. Sie steht in Verbindung mit der Verwerfung am Agua Grande. Auffallend ist, daß der Diorit die Kreideschichten in keiner Weise aufbiegt oder stört. Aus Profil Fig. 10 ist dies schon ersichtlich, und Fig. 14 bringt es nochmals im einzelnen zur Darstellung. Man muß zu der Auffassung kommen, daß das Magma schon bestehende Hohlräume ausgefüllt hat, die sich in dem kalkigen Gestein besonders entlang Verwerfungen durch erhöhte Wasserzirkulation

bildeten. In denselben Kreideschichten findet man auch sonst zahlreiche Höhlen und in der Ebene bedeutende Erdfälle.

Außer Intrusionen kommen auch vielfach Vulkane vor. Typisch ist der „Vulkan von Móvano“ beim Rancho Móvano. Sein Hauptteil ist der Cerro de Móvano (64 m über dem Rancho Móvano). Er bildet mit den Hügeln beim Rancho Santa Maria den Vulkan, der heute durch Erosion stark zerstört ist; alle seine Reste beweisen durch ihren gleichmäßigen periklinalen Bau, daß sie zusammengehören. Ihr Material besteht aus Basalten, die oft sehr porös sind. Außer Basalten finden sich Tuffe, besonders bei Alt-Móvano. Der Vulkan von Móvano hat in Höhe der heutigen umgebenden Ebene einen Durchmesser von ungefähr 5 km.

Einen anderen Typ von Vulkanen vertritt der Cerro de Santiago, etwa 20 km nördlich von San Pedro de las Colonias.

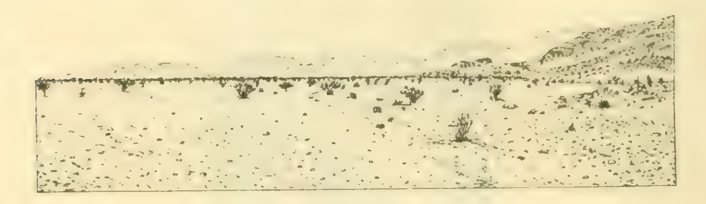


Fig. 15.
Partie von der Westseite des Cerro de Santiago.

Er ist ein stark zerrissenes, aus vielen Gipfeln bestehendes kleines Gebirge, das Bogenform hat: im Süden ist der Bergzug westlich gerichtet, er biegt dann allmählig nach Norden um, und geht in rein nördliche Richtung über. Die Hauptmasse des Gebirges liegt im südlichen Teil, wo es sich auch am höchsten über die benachbarte Ebene erhebt. Fast alle Erhebungen des Gebirges, sowie die zahlreichen Berge und Hügel in seiner Nähe, fallen nach der Innenseite des Bogens schroff, nach außen sehr sanft ab. Ein charakteristisches Bild von der Westseite des Cerro de Santiago gibt Fig. 15, die auch einen gleichmäßig abfallenden Kegel zeigt; solche sind jedoch nicht die Regel. Im Nordosten, der offenen Seite des vom Cerro de Santiago gebildeten Bogens vorgelagert, etwa 6 km von ihm entfernt, liegen die Gachupines, die ihren Steilabfall nach dem Cerro de Santiago zu, also nach Süden bzw. Südwesten haben, während sie sich nach Norden langsam abdachen. Der Cerro de Santiago und die Gachupines bilden

daher Teile eines kreisförmigen Bergzuges, der im allgemeinen nach innen steil, nach außen flach abfällt. Die Oberflächenformen werden durch den geologischen Bau bedingt, denn die vulkanischen Gesteine (vorwiegend Andesite und Basalte), aus denen alle jene Berge und Hügel bestehen, zeigen ein Einfallen, das ihrem flachen Abfall entspricht, d. h. im Cerro de Santiago nach Süden bis Westen, in den Gachupines nach Nordosten. Dabei wird generell das Fallen nach dem Außenrande des Santiago-Bogens flacher. Alle diese Erhebungen bilden danach die verhältnismäßig geringen Reste eines Ringvulkans. Zum großen Teil sind sie durch die Seeablagerungen der Laguna begraben, in die sie sich unter der heutigen Oberfläche noch fortsetzen, so daß der Vulkan an der Basis einen Durchmesser von wenigstens 25 km gehabt haben muß. Aus der Form der Erosionsreste zu schließen, war er wohl nicht sehr hoch und hatte einen weiten Krater.

Die nordöstliche Faltung ist die nächst jüngere der bis heute sicher nachweisbaren tektonischen Erscheinungen, denn die jüngeren Schichten sind, soweit sie überhaupt gefaltet wurden, von ihr betroffen worden. So vor allem die oben erwähnten Soledad-Schichten, jene Beckenbildungen, in denen Gerölle vulkanischer Gesteine vorkommen.

Sonst macht sich die nordöstliche Faltung noch dadurch bemerkbar, daß sie die schon nordwestlich zusammengeschobenen Schichten nochmals in nordöstlicher Richtung faltete. In nordwestlich scharf zusammengestauchten Gebieten, wie in den großen Sierren, ist die nordöstliche Faltung oft nicht leicht nachzuweisen. Und doch glaube ich die oben geschilderte eigenartige „schräge Kulissenfaltung“ durch doppelte Faltung, d. h. durch eine stärkere ältere und eine weitaus schwächere jüngere erklären zu sollen. Sicheres hierüber müssen weitere Untersuchungen ergeben.

Dort, wo während der älteren Dislokationsperiode die Schichten nur schwach gefaltet wurden, ist die nordöstliche Faltung meist gut zu beobachten, wie beispielsweise im östlichen Vorlande der Sierra Madre Oriental, wo die nordwestlichen Falten allmählig ausklingen. Wo ich beide Richtungen zusammen beobachtete, war regelmäßig die nordwestliche die bedeutendere; beide sind oft an einer Schicht auf einem Quadratmeter Fläche zu sehen. Nirgends jedoch konnte ich dort einen Bruch nachweisen, vielmehr geht die eine Streichrichtung immer mehr oder weniger sanft in die andere über. Häufig findet man in kleineren und größeren Hügeln periklinales Streichen. Besonders kenne ich diese Verhältnisse in

der Gegend von Peyotes und Allende (Coahuila), südlich Ciudad Porfirio Diaz. Neben großen Flächen, wo die Schichten nur sehr wenig und gleichmäßig geneigt liegen, findet man Gebiete, die durch Periklinalen in ihrer Topographie schachbrettartiges Aussehen haben. Zwischen nordwestlich und nordöstlich gerichteten Hügeln liegen kesselförmige Täler. Die Hügel zeigen fast immer perisynklinalen Bau, während die Antiklinalen in den Tälern liegen. Wie es scheint, hängt dies von der Gesteinsbeschaffenheit ab: spröde Kalke werden besonders bei doppelter Faltung sehr zerbrechen, und zwar hauptsächlich in den Periantiklinalen, so daß die Erosion dort doppelt rasch einwirken kann.

Der periklinale Schichtenbau ist aus vielen Gebieten Nordmexikos bekannt, so besonders aus der Gegend zwischen Monterrey und Torreón. SCALIA[1]) meinte, die Ursache seien Lakkolithen (von denen freilich nie etwas zu sehen war), aber schon BOESE[2]) sprach die Vermutung aus, daß doppelte Faltung der Grund sei.

In einiger Entfernung östlich von der Sierra Madre ist in unserem Gebiete die nordwestliche Faltung nicht mehr nachzuweisen, vielmehr beobachtete ich dort rein nordöstliches Streichen der Schichten. So ist z. B. bei den Cabeceras del Rio Escondido Emscher in N 50° O zu einem Sattel gefaltet, der nach Südosten mit 16°, nach Nordwesten mit 40° abfällt. Dies sowie Beobachtungen an anderen Stellen deuten darauf hin, daß auch bei der nordöstlichen Faltung der Druck von Süden bzw. Südosten kam. In der Kohlengrube „El Fénix" sah ich ein Streichen des Flözes in N 45° O mit 5° Fallen nach Süden. Nach dem Grubenbilde ist das Generalstreichen das gleiche.

Infolge der nordöstlichen Faltung wurden, wie man nach unseren heutigen Kenntnissen annehmen muß, Lakkolithen gebildet. Von den mir im Gebiet bekannten ist der bedeutendste der Cerro Blanco, unmittelbar bei dem als „Blanco" bezeichneten Punkt der Kartenskizze, im Gebiete der Ranchos de Armendaiz, etwa 175 km nördlich vom Cerro de Móvano. Er bildet 2 Spitzen: Cerro Blanco Grande und Cerro Blanco Chico. Zum größten Teil wird er aus rostbraun verwitterndem, hellem

[1]) S. SCALIA: Sopra alcune singolari formazioni montuose del Messico. Atti dell' Accademia Gioenia di scienze naturali in Catania. Ser. 4a, Bd. XIX, 1906.

[2]) E. BÖSE: Excursion dans les environs de Monterrey et Saltillo. Guide géologique au Mexique, XXIX. Vgl. auch Denselben: Excursion dans les environs de Parras. Ebenda, XXIII.

Rhyolith (?)[1] gebildet, von dem der Berg seinen Namen hat. Fig. 16 gibt einen Blick auf den Cerro Blanco von Süden; der Cerro Blanco Chico liegt vor der höchsten Spitze und erscheint im Bilde als ein Grat. Am Fuße des Cerro Blanco legen sich Labiatusschichten mantelförmig um ihn herum; es sind hier, wie auch sonst, mergelige Kalkschiefer, die zahlreiche Fossilien, und zwar besonders Inoceramen führen. Es kann kein Zweifel sein, daß hier eine Aufpressung der Schichten durch das Magma stattgefunden hat; wie sollte sonst wohl eine sich dem Lakkolithen so anschmiegende Lagerung der Schichten zustande kommen! In den Schiefern treten, ihrem Streichen folgend, Gänge von Camptonit (nach WAITZ) auf. Solche finden sich auch weiter

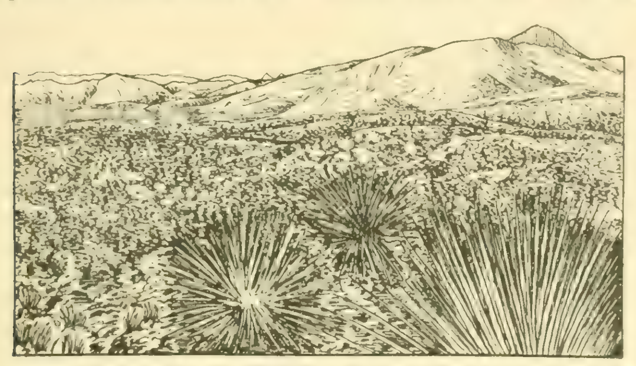


Fig. 16.
Der Cerro Blanco von Süden.

westlich, und zwar immer im Streichen der Turonschiefer, so daß man annehmen muß, daß das Magma infolge der Faltung in den durch diese hervorgerufenen Schwächelinien aufgestiegen ist. Man beobachtet dies z. B. westlich am Wege vom Rancho Blanco nach Paquita, wo die Schichten und der Eruptivgang in N 27° O streichen. Noch weiter westlich im Tale von Temporal, am Wege vom Rancho Blanco zur Noria del Temporal streichen die Schichten in N 70° O. In ihnen

[1]) Herr P. WAITZ war so freundlich, einen Teil der von mir in Coahuila gesammelten Gesteine zu untersuchen. Ein Stück von dem Material des Cerro Blanco bestimmte er als „Granitisch-porphyrisches Gestein mit Topas, Turmalin und Muscovit aus der pneumatolytischen Kontaktzone“. Herr WAITZ fügt hinzu, daß das Gestein dem Quarzporphyr mit Topas aus der Kontaktzone des Granits der Saubachschlucht in Sachsen ähnelt, und verweist dabei auf ROSENBUSCH.

tritt hier mit gleicher Richtung ein bis 14 m mächtiger Gang von Camptonit auf, in dessen Nähe die Schichten kontaktverändert sind: die hellgelben, mergeligen Kalkschiefer sind verkieselt und sehen dunkel, fast schwarz aus. Zudem sind sie hier stark gestaucht, während sie sonst verhältnismäßig sanft und gleichmäßig gefaltet sind, woraus sich ergibt, daß das Magma, wiewohl es den durch die Faltung vorgezeichneten Schwächelinien folgte, doch beim Aufsteigen die Schichten noch selbst erheblich zusammendrückte.

Zur Bloßlegung dieses Lakkolithen, der heute als hohe Spitze weithin sichtbar ist, mußte langwährende Erosion einwirken.

Ganz ähnliche Lakkolithen sind in den Vereinigten Staaten bekannt, und auch von der Grenze dieser gegen Mexiko hat BOESE[1]) einen solchen beschrieben. Es ist dies der Cerro de Muleros, etwa 460 km nordwestlich vom Cerro Blanco. Auch dort, wo Syenitporphyr das Material des Lakkolithen bildet, ist das jüngste Glied, mit dem er in Kontakt steht, Turon, während sich in den Vereinigten Staaten auch noch in allerjüngsten Kreideschichten lakkolithische Intrusionen finden.

Über die relativen Altersverhältnisse der jüngeren Faltungen und vulkanischen Erscheinungen wiederhole ich zusammenfassend: die älteste und in ihrem Effekte bedeutendste Faltung ist die nordwestliche. In den von ihr hauptsächlich betroffenen Schichten finden sich keine Gerölle vulkanischen Gesteins, vielmehr drang vulkanisches Magma in oder durch diese Schichten, oft auf Spalten oder an den durch die Faltung geschwächten Stellen oder Linien der Erdkruste, so daß wir das Emporsteigen des Magmas als eine Folge jener ältesten Dislokationsperiode, jedenfalls aber als eine jüngere Erscheinung wie diese ansehen müssen. Die nordöstliche Faltung betraf auch jüngere, nicht nordwestlich gefaltete Schichten — sie ist daher eine jüngere tektonische Erscheinung, in deren Gefolge Lakkolithen entstanden.

Die Zeitlichkeit des Beginns der ersten dieser Krustenbewegungen läßt sich gut bestimmen. Wir haben gesehen, daß das jüngste Glied der Kreide, von dem wir eine durchgehende Verbreitung in gleicher Facies kennen, Turon (Unter-

[1]) E. BÖSE: Excursion au Cerro de Muleros. Guide géologique au Mexique 1906, XX, und Derselbe: Monografia geológica y paleontológica del Cerro de Muleros. Boletin del Instituto Geológico de Mexico, Nr. 25.

turon) ist. In den nachturonen Schichten finden wir nun, je weiter nach oben, desto ungleichmäßigere Verteilung und desto stärkere Wechsel in den Facien, so daß wir annehmen müssen, daß nach Abschluß des Unterturons zeitweise Bewegungen der Erdkruste eingesetzt haben, die zu Ausgang der Kreidezeit, vor Ablagerung des Laramie, d. h. zur Zeit des Emschers und besonders des Senons außerordentlichen Umfang annahmen. Denn nur so erklärt sich uns der scharfe Facieswechsel: statt mehr oder weniger gleichmäßiger Meeresbedeckung der tieferen Kreideschichten sehen wir im Laramie Ablagerungen, die in der Nähe vom Festland oder auf diesem gebildet wurden, und denen ein solches das Geröll- und Sandmaterial zur Bildung seiner Schichten geliefert haben muß.

Auch die an der Basis des Laramie auftretenden Kohlen, deren Bildung einen festen Sockel zur Voraussetzung hat, deuten auf vorhergehende Krustenbewegungen: ist doch der Zusammenhang zwischen solchen und der Ablagerung größerer Kohlenmengen schon oft genug nachgewiesen worden, so in Deutschland bei den Kohlenlagern des Carbons, des Wealdens und des Tertiärs. Die Coahuila-Kohlen wurden am Fuße der schon zum größten Teil vorhandenen Sierra Madre Oriental abgelagert, welche weithin einen Uferrand bildete. Dieselben Verhältnisse sehen wir sich jenseits des Rio Grande in den Vereinigten Staaten fortsetzen, und wir betrachten daher jene Fortsetzungen als eine geologische Einheit mit den Erscheinungen in Mexiko.

Während und nach Ablagerung der Kohlen und des Laramies wanderte die nordwestliche Faltung noch etwas über ihren früheren Bereich hinaus, denn die obersten Kreideschichten sind noch in der Nähe der Sierra zum Teil nordwestlich gefaltet, wie z. B. bei Esperanzas.

Im allgemeinen gelten in Mexiko alle Dislokationen, welche für die heutigen Oberflächenformen bestimmend waren — soweit ich aus der Literatur und mündlichen Mitteilungen entnehmen kann — für tertiär, obwohl AGUILERA schon längst von Schichtenbewegungen zur Kreidezeit gesprochen hat. Er begründet dies jedoch nicht näher und widerspricht sich auch öfters, so daß sich seine Meinung keine allgemeine Geltung verschaffen konnte. AGUILERAS Zusammenstellung[1]) der jüngsten Kreideschichten bei Esperanzas gebe ich nachstehend wieder. Sie läßt erkennen, daß in der Ebene und im Gebiet der Sierra verschiedene Ablagerungsbedingungen geherrscht haben.

[1] J. G. AGUILERA: a. a. O.

die nur durch das Aufsteigen des Gebirges erklärt werden können. Im Text spricht sich AGUILERA auch dahin aus, daß die Kohlen am Fusse eines Gebirges abgelagert seien, während er in der stratigraphischen Übersicht die höchsten Schichten in der Sierra als „durch Erosion zerstört“ angibt. Folgerichtig ist jedoch anzunehmen, daß Äquivalente der obersten Schichten (von 4 bzw. 3 aufwärts) in der Sierra überhaupt nicht abgelagert werden konnten, sondern dort damals nur Abtragung stattfand.

	Ebene	Sierra von Santa Rosa
Pliocän	9. Kalkkonglomerat 8. Gelblicher Kalk	
Eocän	7. Austernbank in den Schiefern	Durch Erosion zerstört
	6. Bunte Schiefer	- - -
Danien	5. Glaukonitische Sandsteine mit Pflanzenabdrücken und verkieselten Hölzern	- - -
	4. Schiefer mit den in Abbau stehenden Kohlenlagern	Nur in geringer Mächtigkeit an einigen Stellen am Fuße der Sierra sichtbar
Aturien	3. Kalkige, gelbliche, fossilführende Sandsteine mit dünnen Lagen von Schiefer und ebenfalls fossilführendem Kalk	Kohlenschiefer an den Abhängen in geringer Mächtigkeit Kalkschiefer mit Exogyra costata auf der Höhe der Sierra
Emscher?	2. Bläuliche Schiefer ohne Fossilien	Fossilführende Schiefer von Muzquiz (Montana und Colorado)
Unterturon	1. Kalkige Schiefer mit *Inoceramus labiatus*	

Wir sehen also, daß in Mexiko ebenso wie in den benachbarten Teilen der Vereinigten Staaten und vielen anderen Gegenden der Erde, starke Gebirgsbildungen im Ausgange der Kreidezeit stattfanden. An diesem Ergebnisse würde auch dann nichts Wesentliches geändert werden, wenn sich entgegen der heutigen Auffassung herausstellen sollte, daß Laramie als Alttertiär aufzufassen sei: auch dann würde bestehen bleiben.

daß die Krustenbewegungen während der Wende der Kreidezeit und des Tertiärs in erster Linie für die heutige Oberflächengestaltung maßgebend waren.

Auch für die vulkanischen Bildungen, die im Anschluß an die nordwestliche Faltung entstanden, müssen wir jungcretacisches Alter annehmen, und zwar postturon bis prälaramie, denn in den Soledad-Schichten finden wir ihre Gesteine als Gerölle.

Nachdem das Gebiet der Mesa Central zusammengeschoben war, und in langen Kulissen die heutigen Sierren vorgebildet waren, begann die Auffüllung der Täler, wodurch die Sierren selbst immer mehr zugeschüttet wurden. Nach Ablagerung der ältesten dieser Beckenbildungen, zu denen wir die Soledad-Schichten rechnen, fand in alttertiärer Zeit die nordöstliche Faltung statt, welche die Bildung von Lakkolithen mit sich brachte.

Mit dieser Auffassung des Alters der Lakkolithen stimmt überein, daß, wie wir oben sahen, Gänge vulkanischen Gesteins, die mit dem Cerro Blanco in Verbindung stehen, in nordöstlich streichenden Falten auftreten. Dies allein würde jedoch für das Alter der Lakkolithen kaum als beweisend gelten können — wichtiger scheint mir zu sein, daß für die durchaus gleichartigen Lakkolithen in den Vereinigten Staaten postcretacisches Alter sichergestellt ist. Herr WHITMAN CROSS war so liebenswürdig, mir die Gründe hierfür kurz mitzuteilen[1]), wofür ich ihm verbindlichst danke. Er schließt seinen Brief, indem er sagt: „I can readily believe that the epoch of

[1] Diese sind:

„1st. From personal knowledge of the rocks I am perfectly sure that the laccolith and sheet intrusions of the Henry, Abajo and La Sal Mountains of Utah, The Carrizo Mountains of Arizona, the El Late, La Plata Rico and Elk Mountains of Colorado are of the same epoch of intrusion and are closely related rocks.

2nd. These intrusive bodies occur at many different horizons from the Paleozoic to the post-Laramie Cretaceous. We have, however no evidence of more than one general epoch of intrusion.

3rd. In the West Elk Mountains of Colorado, sheets and dikes of these porphyries intrude pyroclastic sediments above the uppermost coal-bearing beds of the upper cretaceous. The beds intruded are presumably early Eocene in age. (See Anthracite-Crested Butte folio U. S. G. S.)

4th. In the Telluride quadrangle Colorado laccoliths disturb the lower volcanics of the great Tertiary sequence of the San Juan mountains. (See Telluride folio U. S. G. S.

5th. In the Silverton quadrangle Colorado, sheets and small laccoliths of typical character intrude the Tertiary volcanics, which

such intrusion did begin earlier in adjacent provinces, but should desire to have satisfactory evidence." Dem kann ich nur zustimmen, und da nichts gegen das frühtertiäre Alter der Lakkolithen in Mexiko bekannt ist, die wenigen bisherigen Beobachtungen aber dafür sprechen, so müssen wir sie für gleichaltrig mit denselben Bildungen in den Vereinigten Staaten halten.

Jünger als die nordöstliche Faltung und die Lakkolithen ist das Empordringen von Basalten, wozu z. B. der von AGUILERA[1]) bei Esperanzas erwähnte Basalt gehört. Alluviale vulkanische Vorgänge gibt es jedoch in Nordmexiko nicht, im Gegensatz zu Südmexiko und Mittelamerika, wo man allermeist gute Erhaltung und zum Teil riesige Höhen der Vulkane beobachtet. Auch die im Süden so häufigen makroseismischen vulkanischen Erdbeben sind im zentralen Norden Mexikos unbekannt oder zum mindesten außerordentlich selten. Verschiedene Gründe scheinen dafür zu sprechen, daß es auch im Süden ältere Vulkane gibt, und daß in beiden Gebieten die vulkanischen Vorgänge mehr oder weniger gleichzeitig eingesetzt, im Süden aber länger ausgehalten haben, während der Norden eher zur Ruhe kam — daß also nicht etwa ein Wandern der vulkanischen Tätigkeit von Norden nach Süden stattgefunden hat.

Unser Gebiet scheint auch noch in ganz junger, sicher noch in posttertiärer Zeit von Schollenbewegungen betroffen worden zu sein. Bekannt sind solche schon aus vielen Teilen Mexikos und der Vereinigten Staaten: so vom Isthmus von Tehuantepec, von der Golfküste, von Niederkalifornien, vom Großen Salzsee, aus Neu-Mexiko[2]) und von zahlreichen anderen Stellen.

certainly followed great Post-Cretaceous erosion. (See Silverton folio U. S. G. S. and Rico and La Plata folios U. S. G. S. in addition to those named before.)

6th. I would refer to a general discussion of the subject under the title „The laccolithic mountain groups of Colorado, Utah and Arizona" by myself, published in 1895 . . .

Much further information has been secured since 1895, confirming the conclusions of that date in most respects.

I certainly make no dogmatic generalization as to the date of these intrusions. They may not all be of the same age, even in Colorado and Utah, but no evidence has been found suggesting that in that province these intrusions began before the close of the Cretaceous."

[1]) J. G. AGUILERA: a. a. O.

[2]) Im Professional Paper 68, U. S. G. S., sagt C. H. GORDON auf S. 220 mit Bezug auf Sierra und Socorro counties in Neu-Mexiko: „Although the chief displacement evidently took place in Tertiary time,

Durch junge Bewegungen ist wohl auch eine Beobachtung zu erklären, die ich am Vulkan von Móvano machte. Auf den rein aus vulkanischen Gesteinen bestehenden Hügeln, die den Vulkan bilden, beobachtete ich zahlreiche Kreidekalkgerölle und auf dem Cerro de Móvano, der sich bis 64 m über dem Rancho Móvano erhebt, fand sich das letzte Kalkgeröll weniger als 2 m unter dem höchsten Punkt. Diese Gerölle sind von Wasser transportiert, und das konnte nur geschehen, als der Talboden eine entsprechende Höhenlage hatte, und zwar wurden sie von den viel höheren Kreidesierren hergetragen, der Sierra de Cipriano oder anderen. Auch P. WAITZ[1]) erwähnt von Wasser transportierte Gerölle auf dem Hügel westlich von Parral (Chihuahua).

Die Täler im Bolsón von Mapimí sind also nicht, wie manche anzunehmen scheinen, seit ihrer Entstehung mehr oder weniger gleichmäßig immer weiter aufgefüllt worden, sondern sie waren schon mal höher als heute zugeschüttet. Ich vermute, daß jugendliche Hebungen des ganzen Landes veranlaßt haben, daß das Erosionsniveau tiefer gelegt wurde, und so vielfach eine Abtragung der Talablagerungen stattfinden konnte.

Die früher weit stärkere Einbettung der Berge erklärt vielleicht die teilweise Erhaltung der alten vulkanischen Bildungen aus der Wendezeit von Kreide und Tertiär.

Zusammenfassung.

Zum ersten Male wurden in Coahuila palaeozoische Schichten nachgewiesen, und zwar die präpermischen „Delicias-Schichten“ und Perm im Gebiete der Hacienda Las Delicias.

Die Delicias-Schichten, die aus Konglomeraten, Sanden und Mergeln bestehen, sind in nächster Nähe von Festland

evidences of later movement appear in places in the faulting of the Palomas gravel.“ Die Palomas gravel sind Plistocän.

Was den ersten Teil des zitierten Satzes angeht, daß nämlich die bedeutendsten Schichtenbewegungen im Tertiär stattfanden, so scheint der Autor damit nicht durchaus scharf die Tertiärzeit bezeichnen zu wollen. Sagt er doch selbst auf S. 237 unter „Tertiary system“: „With the close of the Cretaceous period . . . came an uplift . . .“ und in den von den drei Autoren derselben Schrift verfaßten „General features“ heißt es auf S. 32 unter „Tertiary and Quarterny events“: „At the close of Cretaceous time the long-maintained condition of quiescence and scarcely broken periods of deposition ceased.“ Also: im Ausgange der Kreidezeit!

[1]) P. WAITZ: Esquisse géologique et pétrographique des environs de Parral. Guide géologique au Mexique, XXI.

abgelagert worden, dessen Bildung dieser Schichtenfolge also voraufgehen mußte. Sie selbst sind scharf nordöstlich gefaltet und fallen steil nach Norden, so daß ihr Bau dem der Appalachen sehr ähnlich ist, die im Obercarbon aufgefaltet wurden.

Nach der Dislokation der Delicias-Schichten bildeten sich auf ihnen bei Las Delicias zur Permzeit Korallenriffe.

In einer Zone im südlichen und südwestlichen Teile des Gebiets finden sich Oberer Jura und Untere Kreide, während im übrigen Cenoman die älteste bisher bekannte mesozoische Schichtstufe ist, so daß hier, wie es scheint, Verhältnisse eintreten, die denen in Texas ähnlich werden.

Wir sahen, daß das jüngste Glied der Kreide, welches in Gebieten mit heute verschiedenen Höhenlagen in gleicher Facies auftritt, Turon (Unterturon) ist, daß jedoch, je weiter nach oben die Kreideschichten um so größere Unterschiede in der Facies und um so ungleichmäßigere räumliche Verteilung zeigen, und zwar mehren sich nach oben immer mehr litorale Kennzeichen, bis wir rein litorale Facien im Laramie sehen, welches vermutlich dem Danien und einem Teil des Senons entspricht. Zum ersten Male wurden auch im Gebiet des Bolsóns von Mapimí Schichten gefunden, die wahrscheinlich dem Laramie gleichaltrig sind, und die wir vorläufig „Soledad-Schichten“ nannten.

Schon von anderen Autoren wurde im Gegensatz zu früheren Ansichten festgestellt, daß das heutige Mexiko im wesentlichen ein Faltenland sei. Auch für Coahuila ist dies zutreffend, und wir unterschieden dort in dem Faltenbau: die Mesa Central, hier der Bolsón von Mapimí, und die Sierra Madre Oriental. Geologisch sind diese Gebiete gleichartig, und sie unterscheiden sich nur dadurch, daß im abflußlosen Bolson von Mapimí die Kulissentäler zum Teil aufgefüllt sind, während sie in der Sierra ausgeräumt und tiefer erodiert werden.

Zwei Faltungen ließen sich unterscheiden: eine generell nordwestlich und eine generell nordöstlich gerichtete. Von diesen war die nordwestliche die ältere und weitaus bedeutendere.

Wir schlossen, daß das teilweise Landfestwerden im Ausgange der Kreidezeit auf vorhergehende, jedoch postturone Gebirgsbildungen zurückzuführen sei und erkannten, daß damals die ältere der für die Gestaltung der heutigen Oberflächenformen maßgebenden Dislokationsperioden, welche die Schichten in nordwestlicher Richtung faltete, einsetzte.

Ein mitten im Bolsón von Mapimi vermutetes Massiv, das topographisch gut zu erkennen, tektonisch jedoch noch nicht festgelegt ist, war möglicherweise die Ursache dazu, daß die von Süden kommenden Ketten der Sierra Madre Oriental sich trennen und im Süden des Massivs sich nach Westen umbiegen, während sie im Osten nach Nordnordwesten weiterstreichen.

Mit der nordwestlichen Faltung fand unterirdisches Magma Wege emporzusteigen und Intrusionen und Vulkane zu bilden, so daß sich deren Gesteine in den wahrscheinlich jungcretacischen Soledad-Schichten schon als Gerölle finden.

Die Soledad-Schichten sind, wie auch andere junge Schichten, im wesentlichen nordöstlich gefaltet, und diese Faltungsperiode ist daher postcretacischen, und zwar höchstwahrscheinlich frühtertiären Alters. In ihrer Folge bildeten sich Lakkolithen.

Jünger ist das Empordringen von Basalten, zu denen der bei Esperanzas bekannt gewordene gehört.

Später, sicher noch in posttertiärer Zeit, fand eine Hebung des Landes im ganzen statt, wodurch das Erosionsniveau tiefer gelegt und im Bolsón von Mapimi die früher schon stärkere Einbettung der Sierren zum Teil wieder abgetragen wurde.

2. Flache Überschiebung oder Absenkung auf der Südflanke der Weißensteinkette bei Günsberg?

Von Herrn H. Gerth.

Buenos Aires, im August 1912.

Infolge einer mehrmonatlichen Reise in der Cordillere ist es mir erst jetzt möglich, zu Buxtorfs „Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besondern der Weißensteinkette“ [1]) Stellung zu nehmen, in denen er den von mir in „Beiträge zur Kenntnis der Tektonik des Ostendes der Weißensteinkette im Schweizer Juragebirge“ [2])

[1]) Diese Zeitschr. 1911, H. 3, S. 337 ff. (I).
[2]) Diese Zeitschr. 1910, H. 4, S. 516 ff. (II).

niedergelegten Erklärungsversuch des Baues dieser Kette angreift. Durch meinen Aufenthalt in Argentinien bin ich nicht in der Lage, alle von Herrn BUXTORF angeführten Punkte jetzt zu beurteilen, und muß ich mich auf die Besprechung einiger allgemeinerer Tatsachen beschränken. Dies glaube ich jedoch nicht unterlassen zu können, da in den Ausführungen BUXTORFs einige für den Kern der Frage ganz nebensächliche Punkte in den Vordergrund gestellt werden, so daß der Fernstehende leicht ein falsches Bild von der wahren Sachlage bekommen kann.

Auf das Klusenproblem, das BUXTORF so schnell im Sinne MÜHLBERGs entscheiden zu können glaubt, will ich jetzt nicht eingehen, zumal mir ja für dieses Gebiet eine Entgegnung durch Herrn MÜHLBERG schon in Aussicht gestellt ist. Wenden wir uns also gleich dem Aufbruch der Weißensteinkette bei Günsberg zu.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, will ich die beiden Auffassungen hier noch einmal kurz klarstellen. Ich nehme an, daß bei der Auffaltung der Weißensteinkette das unmittelbar an das Gebirge grenzende Land in der Gegend von Günsberg nicht mitgehoben wurde, sondern etwas einsank. Hierdurch wurde der Südschenkel der Antiklinale steilgestellt, die Kalkhorizonte ausgedünnt und ausgezogen und die dazwischen liegenden mergeligen Schichten ausgequetscht; schließlich kam es wohl auch zur Zerreißung der ausgedünnten Kalke. Dies war der primäre Vorgang, dann drängte allerdings der hochgebliebene Gewölbeteil nach Süden über den abgesunkenen vor und bewirkte so die starke Überkippung der geschleppten Schichten des in die Tiefe gesunkenen Schenkels, wie ich das durch die Luftlinien in Prof. 27 und den Fig. 5 u. 6 anzudeuten versucht habe (II).

BUXTORF dagegen glaubt das eigentümliche Fehlen der höheren Schichten des Südschenkels folgendermaßen erklären zu können: An einem plötzlich in der Flanke auftretenden, schwach geneigten Sprung erfolgte eine Loslösung der höheren Gewölbepartie, und diese wurde über die Schichtköpfe der Schenkelbasis hinweg nach Süden geschoben.

Nachdem mir BUXTORF nunmehr zugibt, daß die Liaskalkscholle beim Scheibenstand von Günsberg ihre flache Lagerung auf der Molasse sekundärer Überkippung verdankt, ist die Hauptstütze für seine Annahme noch das Profil in dem kleinen Bach, der die Kimmeridgefluh zwischen Dählen und Säget nahe ihrem Ostende durchbricht. Ich will gern zugeben, daß die detaillierte Zeichnung, welche BUXTORF jetzt

gibt (I, S. 346), den dort aufgeschlossenen Verhältnissen mehr gerecht wird als mein etwas schematisch gehaltenes Profil (II, S. 534). Daß in diesem Aufschluß Horizonte durch Ausquetschung fehlen, habe ich nie bestritten, ob es nun die Kalke des Sequans oder Rogensteins sind, und vielleicht auch noch tiefere Molasseschichten, bleibt für den Kernpunkt der von mir angeschnittenen Frage vollkommen ohne Bedeutung. Die einzige wichtige Tatsache, die wir aus den Aufschlüssen bei Säget entnehmen können, ist das im wesentlichen konkordante Einfallen aller Schichten von der Molasse bis zum Lias, ganz gleich, wie stark sie nach Süden überkippt sind. Dieses Faktum ist von mir schon früher klar hervorgehoben und auch meinen Profilentwürfen zugrunde gelegt worden. BUXTORFs erste Profile[1]) sind aber in diesem Punkte ganz unrichtig, und auch die neuen Durchschnitte geben die wirklichen Verhältnisse zum mindesten unklar wieder. Weder in dem Aufschluß am Säget, noch sonst irgendwo bei Günsberg, sehen wir Schichten des Südschenkels in diskordanter Lagerung auf die Schichtköpfe der Molasse geschoben, wie es BUXTORF darzustellen pflegt. Er gibt allerdings zu, daß die Überschiebung nirgends unmittelbar aufgeschlossen sei, sie könnte also nur durch die allgemeinen Verhältnisse des Baues der Kette in der Umgebung von Günsberg wahrscheinlich gemacht werden. Ich habe nun gerade einige allgemeinere Gesichtspunkte angeführt, die sehr gegen die Annahme einer Überschiebung sprechen. BUXTORF versucht sie freilich zu widerlegen, doch wie mir scheint, mit recht wenig Glück. Neben dem Fehlen oder der Reduktion höherer Horizonte des Südschenkels ist die allergrößte Eigentümlichkeit die starke Abtragung der Kette auf der Südflanke, so daß sogar die Anhydritgruppe im Kern des Gewölbes bloßgelegt wird. Sie ist und bleibt bei der Annahme einer Überschiebung, die uns gerade ein vollständiges, nach Süden vorspringendes Gewölbe vermuten lassen sollte, ganz unverständlich. Ein Erklärungsversuch des tektonischen Aufbaues eines Gebirges muß doch auch dem heutigen morphologischen Bild gerecht werden. Ich habe ferner darauf aufmerksam gemacht, daß oberhalb Günsberg die Kalk-Trümmer und Schollen vollkommen fehlen, die wir sonst überall, wo steilgestellte Malmkalke die Gewölbeflanke bilden, in mehr

[1]) Geologische Beschreibung des Weißenstein-Tunnels und seiner Umgebung. Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. XXI. Bern 1907. (III).

oder minder ausgedehnten Massen das Molassevorland bedecken sehen. Ich suchte dieses Fehlen dadurch zu erklären, daß hier die Malmkalke an der Verwerfung in die Tiefe versenkt worden sind und daher auch der Erosion kein Material liefern konnten. Gegen diese Deutung führt BUXTORF nun die Eismassen ins Feld, die gerade bei Günsberg alles fortgeräumt haben sollen, während sie unmittelbar nördlich und südlich, nämlich da, wo wieder Malmkalke an der Gewölbeflanke hervortreten, die Trümmer haben liegen lassen. Diese selektive Erosion des Eises hat wohl auch die ganze Stirn des auf die Molasse überschobenen Gewölbes, die man bei Günsberg erwarten sollte und von der man heute merkwürdigerweise nicht mehr die geringste Spur findet, hinweggefegt? Ich habe weiter angeführt, daß eine so bedeutende Überschiebung, wie sie BUXTORF annimmt, nicht lokal auf die Umgebung von Günsberg beschränkt sein kann, sondern sich auch weiter nach Osten und Westen verfolgen lassen müsse. Diesen Einwand glaubt BUXTORF ebenso schnell dadurch abtun zu können, daß er schreibt, die Überschiebung sei keineswegs auf die Umgebung von Günsberg beschränkt. Er fügt seinen ersten Profilen nun noch ein weiter östlich durch die Gegend des Hochkreuz und Hochstelli gelegtes hinzu, in dem wir die Malm- und Rogensteinfluhen des Südschenkels weit auf die Molasse überschoben sehen (I. S. 359, Prof. 1). Leider führt aber BUXTORF keine Beobachtung an, die ihn zur Konstruktion dieses Profils führte, und auch mir ist am Hochstelli kein Aufschluß bekannt, den man in diesem Sinne verwerten könnte. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir annehmen, daß es rein konstruktiv, durch Verlängerung der bei Günsberg angenommenen Überschiebungsfläche nach Osten gewonnen ist. In Wirklichkeit beobachten wir nun am Ostende der Fluh des Hochstelli, dort wo vom Reckenacker ein Holzabfuhrweg zum Bach herunterführt, das von Bohnerz bedeckte Kimmeridge in normalem Kontakt mit Molasse. Wir haben also allen Grund anzunehmen, daß die steilgestellten und überkippten Schichten des Hochstelli in der Tiefe wurzeln, wie ich es in Profil 26 meiner zitierten Arbeit dargestellt habe. Weder am Hochstelli im Osten, noch an der Balmfluh im Westen, lassen sich Erscheinungen beobachten, die für eine etwaige größere Ausdehnung der Überschiebung sprechen. Allein dieser Umstand in Verbindung mit dem vollständigen Fehlen von Resten des überschobenen Komplexes bei Günsberg, nicht nur von Trümmern, sondern auch von Anstehendem, scheint

mir die Überschiebungshypothese in höchstem Grade unwahrscheinlich zu machen. Solange mir also BUXTORF keine Unrichtigkeiten nachweist, die wirklich gegen meinen Erklärungsversuch sprechen, sehe ich mich nicht genötigt von demselben abzugehen, und auch STEINMANN und seine Schule werden nach wie vor nur da größere Überschiebungen annehmen, wo der allgemeine Gebirgsbau für ihr Vorhandensein spricht.

Die genaue Kartierung der Gegend, die BUXTORF nun durch einen seiner Schüler hat in Angriff nehmen lassen, wird noch besser zeigen als meine Skizze (II, S. 532) und die topographische Karte es jetzt schon tun, daß wir es doch mit einer Reihe verschieden gebauter Stücke in der Weißensteinkette zu tun haben, und daß die von mir angenommenen Querstörungen doch nicht so aus der Luft gegriffen sind, wie es BUXTORF hinstellt. Ich habe schon ausgeführt, daß die Schollen mehr in vertikaler als in horizontaler Richtung gegeneinander verschoben sind. Daß aber bei solchen vertikalen Bewegungen einzelner Gewölbeabschnitte die Schichtbänder der steilgestellten Schenkel im kartographischen Bild keine deutliche seitliche Verschiebung erkennen lassen werden, liegt auf der Hand. Wenn ein Schichtkomplex (Rogenstein) von 40° Nordfallen plötzlich zu 80° Südfallen übergeht (Hochkreuz) und ca. 1 km weiter westlich ebenso plötzlich wieder flach nach Norden fällt, in der Längmattscholle, dann aber wieder steil mit 70° nach Süden geneigt ist, so haben wir doch wohl allen Grund anzunehmen, daß er von einer Reihe von Störungen durchsetzt wird.

Zum Schluß noch einige Worte über die Bedeutung der sekundären, nach Beendigung der Auffaltung eintretenden Dislokationen in den östlichen Ketten des Schweizer Juras, denen BUXTORF im Gegensatz zu mir nur eine ganz untergeordnete Rolle zukommen lassen möchte. Ich glaube, daß wir gerade dort zwei Arten der Dislokation deutlich unterscheiden können. Die erste bestand in der Auffaltung der Antiklinalen; die zweite, die begann, als die durch den faltenden Druck hervorgerufene Spannung nachließ, äußerte sich im Zusammenbrechen und Einsacken der ebengebildeten Gewölbe[1]). Natürlich werden die Bewegungen der zweiten Art besonders da auftreten, wo ihnen durch die der ersten vorgearbeitet wurde, sei es z. B. durch Steilstellung und Ausdünnung eines Schenkels der Antiklinale, während sie an

[1]) Hervorheben möchte ich ausdrücklich, daß ich mich mit diesen Darlegungen zunächst auf die östlichen Ketten, die ich allein genauer kenne, beschränke.

anderen ganz ausbleiben und die regelmäßige Urform der Falte erhalten wird. Durch diese Annahme scheint mir eine sehr merkwürdige Erscheinung der östlichen Ketten des Schweizer Juras eine ungezwungene Erklärung zu finden: Wir sehen dort in ein und derselben Kette wiederholt Stücke, in denen noch der Scheitel der Gewölbe oft bis zu den jüngsten Schichten erhalten ist. abwechseln mit solchen, in denen die Falten sehr tief abgetragen und aufgebrochen sind, so daß in ihrem Kern verhältnismäßig tiefe Horizonte zutage treten, ohne daß sich die Höhe der ursprünglichen Auffaltung wesentlich ändert. Betrachten wir diese Tatsache etwas näher, so finden wir, daß, wenn uns heute noch geschlossene Gewölbe erhalten sind, wenigstens des Doggers, diese die reguläre Form haben, eine Falte mit mehr oder weniger steilen Schenkeln und stark gewölbtem Dach (Röthifluh, Weißensteinkette; Beretenkopf, Farisbergkette). Versuchen wir aber dort, wo die Ketten heute stark abgetragen oder gerade die Flanken der Falten der Erosion anheimgefallen sind, die ursprüngliche Gestalt der Antiklinale zu rekonstruieren, so kommen wir vielfach zu der von mir als Koffergewölbe bezeichneten Form, einer Antiklinale mit steilen Schenkeln, die oben plötzlich zu dem weiten flachen Dach umbiegen. Es zeigt sich nun ferner, daß an den zuletzt erwähnten Stellen besonders starker Abtragung der Ketten diese fast immer von Störungen betroffen sind, die einen Schenkel oder auch ganze Teile des Gewölbes abgesenkt haben. Hier und da mag das Koffergewölbe auch schon bei der ersten Art der Bewegung entstanden sein; doch kam es dann in den scharfen Umbiegungen offenbar überhaupt nicht zu bruchloser Faltung der Kalkhorizonte, und es wurde auch auf diese Weise späteren Abrutschungen schon vorgearbeitet. So erklärt sich das morphologische Bild, das uns die Ketten des östlichen Juras darbieten, der rasche Wechsel geschlossener Gewölbe und tief aufgebrochener Antiklinalen, auf einfache Weise durch das Einbrechen und Zusammensinken der Falten an einigen Stellen. Hier wurde der Erosion durch tektonische Vorgänge und Sackungen vorgearbeitet, während an anderen Punkten das ursprüngliche Gewölbe erhalten blieb. Letzteres aber ist die typische regelmäßige Jurafalte mit stark gewölbtem Scheitel, wie wir sie aus den älteren Durchschnitten kennen, nicht aber sind es die geknickten und gestauchten Falten, die Buxtorf in seinen Profilen aus den Alpen, wo der Zusammenschub ein viel intensiverer war, auf den Jura überträgt.

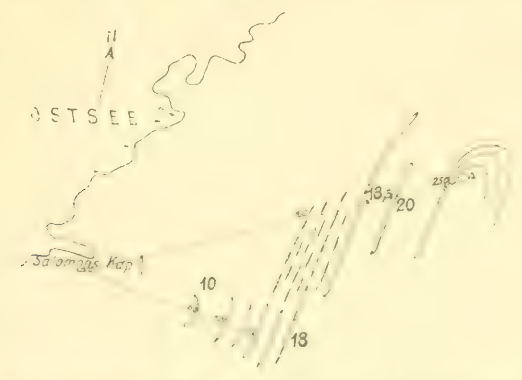
3. Die höchste marine Grenze auf Bornholm.

Von Herrn Hans Praesent.

(Mit einer Textfigur).

Greifswald, den 5. Juni 1912.

In diesen Monatsberichten 1911, S. *47—77* kommt Herr Hauptmann W. Kranz in seiner Arbeit über „hohe Strandlinien auf Bornholm“ auf Grund eigener eingehender Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß die höchste marine Grenze sich nur etwa 8—10 m über dem heutigen Mittelwasserspiegel



Skizze der hochgelegenen alten Strandwälle bei Salomons Kapel. Maßstab ungefähr 1 : 5000. Die kleinen Zahlen bedeuten Entfernung von Salomons Kapel, die großen die Höhe über dem Ostseemittelwasser in m.

der Ostsee findet, daß also die früheren dänischen Messungen (z. B. Forchhammer 12—13 m, Munthe 17 m) durchweg zu hoch seien. Dagegen erhob der auf Bornholm kartierende dänische Geologe V. Milthers Einspruch (ebenda S. *397—399*), verteidigte die älteren dänischen Beobachtungen, bezeichnete sie als „vielmehr ziemlich niedrig“ und führte unter anderen hochgelegenen Vorkommen mariner Ablagerungen auch den höchsten bekannt gewordenen alten Strandwall an, indem er schrieb: „Der höchste Punkt der marinen Grenze überhaupt findet sich im Norden auf Hammeren, ca. 250 m östlich von der Ruine „Salomons Kapel“, wo man ein Paar schwach ausgebildete Strandwälle und einen ganz kleinen Terrassenabsatz, bzw. 20—21½—22 m ü. M. sieht.“ (S. *398*). An diese

wichtige Stelle war Herr KRANZ, wie er mir mitteilte, bei seinen Begehungen nicht gekommen, und deshalb empfahl er sie in seiner Erwiderung an MILTHERS (ebenda S. *566—569*) einer Nachprüfung (S. *567*).

Auf persönliche Bitte des Herrn KRANZ hin besuchte ich gelegentlich der diesjährigen Pfingstexkursion der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald die fragliche Stelle bei Salomons-Kapel auf Hammeren. Mit Hilfe der Angaben MILTHERS' fand ich die alten Strandwälle sofort, wenngleich die von ihm erwähnten 20 m ü. M. liegenden Wälle mehr nordöstlich als östlich von Salomons-Kapel in 250 m Entfernung zu sehen sind. Mit einem 20 m-Meßband und einem schnellen Nivellement mit Meßlatte und Horizontalglas (unter Berücksichtigung des gleichzeitigen Pegelstandes im Hammerhavn) habe ich die beigefügte Skizze aufgenommen, woraus die Richtigkeit von MILTHERS' Beobachtungen an dieser Stelle vollauf zu sehen ist[1]).

Salomons-Kapel liegt nahe der Uferlinie nördlich vom Hauptleuchtturm auf Hammeren im Hintergrunde einer kleinen Bucht mit relativ flach ansteigenden Ufern. Steht man bei der Kapelle, so gewinnt man leicht den Eindruck, als befände man sich auf dem Boden einer weiten, jetzt über dem Meere liegenden Bucht, deren steilere Abgrenzungen im Hintergrunde sich vielleicht als Überreste alter Kliffs deuten lassen. Steigt man nach Nordosten hin an, so gelangt man nach 160 m Entfernung an die ersten sich scharf von dem grünen Rasen abhebenden Geröllwälle, von denen besonders die beiden obersten sich deutlich verfolgen lassen. Die Höhe der Wälle ü. d. M. beträgt an dieser Stelle etwa 18,5—20 m (vergl. die Skizze). Wenn MILTHERS 20—22 m Höhe angibt, so dürfte die geringe Differenz auf Kosten meines schnellen Höhennivellements zu setzen sein. Bis an den Fuß des steiler ansteigenden, vielleicht alten Kliffs kann man eine Fülle schön gerundeter Strandgerölle sammeln, obgleich oberflächlich die subaërischen Wirkungen der jüngsten Zeit oft den Granit in Grus haben zerfallen lassen, und Heidekraut in günstigen von Humus eingenommenen Vertiefungen sich angesiedelt hat. Wenn auch die typischen Brandungsgerölle und kantengerundeten Blöcke noch kein zwingender Beweis für alte Meeresablagerungen zu sein brauchen, so spricht doch die deutliche Form der weit zu verfolgenden Strandwälle, für die Annahme, daß

[1]) Bei den Messungen unterstützten mich die Herren Kommilitonen DREYER, JUNGNITZ, Dr. KROHN und ZIEGNER, denen ich auch an dieser Stelle besten Dank aussprechen möchte.

tatsächlich einst das Meer bis hier hinauf gereicht hat, resp. das Land sich um diesen Betrag gehoben hat. Östlich von Salomons-Kapel hat der an den Messungen mitbeteiligte cand. phil. ZIEGNER ca. 6 Wälle hintereinander eingezeichnet, die bei ihrer verschiedenen Höhenlage (ca. 10—18 m) vielleicht Stillstandslagen der Uferlinie darstellen.

Es ergibt sich also, daß die von MILTHERS angegebene höchste marine Grenze in ca. 20 m Höhe über dem heutigen Meeresspiegel richtig beobachtet ist, und daß deshalb die von Herrn KRANZ an seine Grenzlinie von 8—10 m geknüpften Theorien der Revision bedürfen. Leider war es mir nicht möglich, bei der kurzen Reise der Greifswalder Geographischen Gesellschaft auch die anderen von KRANZ und MILTHERS diskutierten Stellen zu besuchen. Deshalb vermag ich mich auch nicht zu den von KRANZ aufgestellten „Ursachen der Strandverschiebung" (ebenda S. *61* bis *77*) zu äußern, sondern kann lediglich die beobachteten Tatsachen mitteilen. M. E. wäre es aber eine dankenswerte Aufgabe, einmal systematisch die ganze Insel zu umwandern und sämtliche hohen Strandlinien einwandfrei und genau zu fixieren, um endgültige Klarheit in diese Fragen zu bringen, falls das nicht schon inzwischen von der dänischen geologischen Landesuntersuchung geschehen ist. — Herr KRANZ stimmt meinen Ausführungen bei und hält jetzt die Möglichkeit eustatischer Bewegungen bei der Nordwestecke Bornholms für ausgeschlossen.

4. Über *Corbula isocardiaeformis* als Synonym für *Isocardia angulata* PHILL.

Von Herrn E. HARBORT.

Berlin, im Januar 1913.

A. WOLLEMANN hatte in seiner Arbeit über die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neocoms (Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 31, S. 114) die Vermutung ausgesprochen, daß der im englischen und norddeutschen Neocom außerordentlich weit verbreitete kleine Zweischaler, der von PHILLIPS der Gattung *Isocardia* zugewiesen worden war, möglicherweise der Gattung *Corbula*

zugerechnet werden müsse. Ich habe alsdann im Jahre 1905 das Schloß an verschiedenen Exemplaren präparieren und untersuchen können und konnte danach feststellen, daß *Isocardia angulata* PHILL. zweifellos zur Gattung *Corbula* gehört. H. WOODS macht nun in seiner Monographie der Kreidezweischaler Englands, Band II, Teil 5 (Palaeontographical Society 1908, S. 211—212) darauf aufmerksam, daß der Name *Corbula angulata* bereits von LAMARCK für eine eocäne Form vergeben ist. Es ist daher notwendig, dies außerordentlich häufige Fossil der unteren Kreide neu zu benennen — und ich bringe dafür in Vorschlag den Namen *Corbula isocardiaeformis*.

Corb. isocardiaeformis ist in sämtlichen Stufen des norddeutschen Neocoms vorhanden und spielt hinsichtlich der außerordentlichen Häufigkeit, der weiten horizontalen Verbreitung und Unabhängigkeit von der Facies im norddeutschen Neocommeer eine ähnliche Rolle, wie etwa das *Cardium edule* in unserer heutigen Nord- und Ostsee.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 2. 1913.

Protokoll der Sitzung vom 5. Februar 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende teilt mit, daß unsere Gesellschaft am 16. Januar d. J. ein sehr geschätztes Mitglied, den Kustos und Bibliothekar an der Königlichen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie Dr. OSKAR EBERDT, durch einen plötzlichen Tod verloren hat. Der Verstorbene, der sich ursprünglich dem Studium der Botanik gewidmet hatte, brachte der Geologie und unserer Gesellschaft stets ein reges Interesse entgegen. Für letztere bearbeitete er das im Jahre 1903 erschienene Register der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft für die ersten 50 Bände vom Jahre 1848—1898. Im Jahre 1907 gehörte er als Schriftführer, von 1908 bis 1912 als Archivar dem Vorstande unserer Gesellschaft an und hat sich mit hingebendem Eifer um ihre geschäftliche Verwaltung verdient gemacht.

Seinem Organisationstalent verdankt die Bibliothek der Königlichen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie eine bedeutende Erweiterung und ausgezeichnete Katalogisierung. Dem warmherzigen, vielseitig gebildeten und zu jeder Auskunft stets bereiten Manne werden wir ein treues Andenken bewahren.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergbaubeflissener ROBERT ROTHER, Berlin NW. 23, Altonaer Str. 21, vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, MICHAEL und RASSMUS.

Herr Bergassessor Dr. M. TORNOW, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, MICHAEL und SEIDL.

Herr Bergassessor Dr. OTTO CLAUSNITZER, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, MICHAEL und SEIDL.

Herr Bergassessor WALTER SCHWEISFURT, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, MICHAEL und SEIDL.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr G. GÜRICH sprach über **Vermeintliche Fossilien des Otawikalkes in Deutsch-Südwestafrika.**

Er weist nach, daß der von KUNTZ mitgebrachte *Orthoceras*-ähnliche Körper eine kieselige Konkretion ist, während die von P. HERMANN mitgebrachten „Orthoceren" und „Cyrthoceren" konzentrische Gipsmergelkonkretionen sind. Man ist sonst immer noch nicht in der Lage, dem Otawikalke ein bestimmtes Alter beizulegen.

In der Diskussion spricht Herr LOTZ.

Herr LACHMANN spricht über den Bau alpiner Gebirge[1]).

An der Diskussion beteiligen sich die Herren SCHLUNCK, HARBORT und der Vortragende.

In der Diskussion zu dem Vortrag des Herrn LACHMANN führt Herr **HARBORT** folgendes aus:

In den letzten Jahren wurde wiederholt der Versuch gemacht, die Theorie der Deckenüberschiebungen von den alpinen Verhältnissen auch auf unsere deutschen paläozoischen Gebirgsrümpfe zu übertragen. Ich habe s. Z. entschieden dagegen Stellung genommen[2]) und nachgewiesen, daß die Lagerungsverhältnisse des Iberger Kalkstockes z. B. sich am einfachsten nach

[1]) Der Vortrag wird in einem der nächsten Hefte abgedruckt werden.

[2]) E. HARBORT: Zur Frage der Deckenüberschiebung des Iberger Kalkes bei Grund im Harz. Zentralbl. f. Min. 1911, S. 675 ff.

der alten Horsttheorie erklären lassen, jedenfalls aber die isolierte Korallenriffnatur des Iberger Kalkstockes nach bionomischen Grundsätzen sich durchaus vereinbaren läßt mit einer autochthonen Entstehung des Kalkes.

Die Annahme, daß der Iberg und konsequenterweise dann auch der Rübeländer Kalkstock Erosionsreste einer alten Deckenüberschiebung seien, schien mir durch nichts begründet. Damals sind mir bereits gelinde Zweifel auch an der Richtigkeit der Deutung der Decken in den Alpen aufgestiegen, als ich sah, auf welch unsicheren Unterlagen hier in Norddeutschland die Deckenüberschiebungstheorie von alpinen Geologen basiert wurde. Insbesondere blieb mir stets rätselhaft, warum wir von den Überschiebungsdecken in den Alpen noch nirgends in den supponierten Ursprungsgebieten unzweifelhafte Wurzelreste gefunden haben. Leider kenne ich die Alpen recht wenig und eigentlich nur als gelegentlicher Tourist, so daß ich mir ein Urteil über die Richtigkeit der von Herrn LACHMANN vorgetragenen neuen Theorie der Krystallokinese nicht erlauben kann. Jedenfalls aber glaube ich, daß Herrn LACHMANNs Theorie über die Entstehung der komplizierten Tauchfalten usw. in den Alpen den Vorzug hat, daß die vielumstrittene Frage nach den Wurzeln der Überschiebungsdecken ausgeschaltet wird.

Auf eine andere Schwierigkeit der Deckenüberschiebungstheorie möchte ich noch hinweisen. Herr SCHLUNCK führte soeben aus, daß bei den alpinen Faltungsvorgängen derartig hohe Druckkräfte auf die verschiedensten Gesteine eingewirkt hätten, daß diese vollkommen plastisch geworden sein müßten. Ich möchte jedoch daran erinnern, daß die metamorphen Umkrystallisierungen, von denen Herr LACHMANN erzählt hat, z. B. gerade die allerjüngsten tertiären Schichten der Alpen betroffen hat, also Ablagerungen, die, abgesehen von einem etwa horizontal wirkenden Faltungsdruck, niemals unter einer besonders hohen Druckbelastung von Tausenden von Atmosphären gestanden haben können, weil jüngere Sedimente von solcher Mächtigkeit hier niemals abgelagert worden sind.

Herr SEIDL spricht über die Steinsalzablagerungen des oberen Zechsteins bei Schönebeck nach den Grubenaufschlüssen des Graf Moltke-Schachtes (mit Lichtbildern[1]).

In der Diskussion sprachen die Herren HARBORT, WUNSTORF, BEYSCHLAG, LACHMANN und der Vortragende.

[1] Der Vortrag erscheint in einem der nächsten Hefte.

In der Diskussion zu dem Vortrag des Herrn SEIDL bemerkte Herr **HARBORT** folgendes:

Von den wichtigen Mitteilungen des Herrn SEIDL interessieren am meisten seine Ausführungen über die dynamometamorphen Vorgänge innerhalb des Salzgebirges. Der Vortragende hat gezeigt, daß die verschiedenen Salzsorten infolge der ungleichen Druckverteilung die mannigfaltigsten Umkrystallisationen erlitten haben. So könne z. B. älteres Steinsalz, welches im normalen Zustande deutliche Jahresringe von Anhydrit usw. erkennen läßt, unter besonderen Druckverhältnissen derart umgewandelt werden, daß sich zunächst die Anhydritschnüre zu einzelnen wurmartigen Enden auflösten oder gar der Anhydrit als eine feine Trübe gleichmäßig das ganze Steinsalz durchsetze. Innerhalb der einzelnen Falten im Salzgebirge zeige das in den Mulden und Sattelkernen angestaute Salz eine andere Struktur als das an den Faltenschenkeln ausgewalzte und gezerrte Salz. Ich möchte darauf hinweisen, daß, wenn es sich hier wirklich um ganz allgemein verbreitete Erscheinungen handelt, für die bergmännische Praxis daraus Schlußfolgerungen von der größten Wichtigkeit zu ziehen wären. Bekanntlich hat der Salzbergmann in Norddeutschland mit so außerordentlich komplizierten Faltungserscheinungen in seinem Grubenfelde zu rechnen, daß es ihm oft ganz unmöglich ist, irgendeine Gesetzmäßigkeit in dem Aufbau der Salzmassen zu erkennen und er daher aufs Geratewohl irgendwohin mit seinen Strecken in das Grubenfeld hineinfährt, wo durch Horizontalbohrungen das Vorhandensein von Kalisalzen nachgewiesen wurde. Die von Herrn SEIDL gegebene Charakteristik der verschiedenen petrographischen Ausbildung des Salzes würde nun wenigstens in den schichtungslosen Salzgesteinen die Konstruktion von Sätteln und Mulden ermöglichen und die Entwirrung der regellosen Lagerungsverhältnisse erleichtern.

Was nun die dynamomethamorphen Umwandlungen der sonstigen Salzgesteine anbelangt, so wies Herr SEIDL darauf hin, daß selbst der Anhydrit in tektonisch stark beanspruchten Teilen mancher Lagerstätten seine ursprüngliche Struktur vollständig verlieren könne und den mannigfaltigsten mechanischen Umformungen unterworfen sei. Ich muß jedoch dazu bemerken, daß mir diese Umwandlungen des Anhydrites weniger mechanisch-plastische Umformungen zu sein scheinen, sondern daß es sich vielmehr, wie das ja auch von dem übrigen leicht löslicheren Steinsalz und Kalisalz gilt, um Umschmelzungs- bzw. Umkrystallisationsprozesse handelt, um dynamometamorphe Vorgänge, die nicht ganz allein unter dem Einfluß von Druck

und erhöhter Temperatur zustande kommen, sondern auch bedingt werden von den in den Salzen enthaltenen Lösungskomponenten. Die Erklärung der konglomeratischen Carnallite des Herrn SEIDL auf rein mechanischem Wege als Rollungsbreccien zwischen zwei als Preßbacken wirkenden Steinsalzplatten scheint mir nicht zutreffend zu sein, da sich solche konglomeratischen Carnallititlager nicht nur an solchen Stellen finden, wo das Kalilager durch Auswalzung dezimiert wurde, sondern oft gerade da, wo die Kalilager am stärksten anschwellen. Zudem aber erscheint auch die Beobachtung, daß konglomeratische Teile eines Carnallititlagers wechsellagern mit geschichteten, mit diesem Erklärungsversuch unvereinbar zu sein. (Die von ARRHENIUS versuchte Erklärung paßt sich, nachträglich bemerkt, den Verhältnissen besser an, obwohl auch diese Deutung noch mancherlei Lücken und Fragen offen läßt.)

Bezüglich der Bildungsmöglichkeit von Hartsalzlagern aus ursprünglichem Carnallitit durch Umkrystallisation in Gebieten stärksten Druckes will ich gerne zugeben, daß sie hier und da, insbesondere in den arg gestörten nordhannoverschen Kalisalzstöcken, vorhanden gewesen sein mag. Ich habe selbst wiederholt Beobachtungen gemacht, die mir die Möglichkeit einer derartigen Entstehung wahrscheinlich machen. Im 23. Abbau der Hauptfördersohle des Kaliwerkes Beienrode ist an einer seitlichen Verschiebung des konglomeratisch ausgebildeten Carnallititlagers das normale Kalilager offenbar infolge von Druckmetamorphose umgewandelt in ein Carnallit-Sylvin-Gestein. In dem fast reinen Carnallit liegen zahlreiche schwebend gebildete Würfel von Sylvin eingelagert. Es scheint also, als ob hier zunächst das Steinsalz, die schwefelsaure Magnesia, dann aber auch ein Teil der Chlormagnesia ausgewandert ist. Die Erklärung des Herrn SEIDL, daß die abgespaltene Chlormagnesia sich in den sog. Urlaugen wiederfinden, erscheint mir durchaus plausibel (obwohl ich damit nicht sagen will, daß der Bergmann nunmehr alle Laugen für harmlos halten darf). Ich möchte aber ferner darauf aufmerksam machen, daß sich in den nordhannoverschen Salzstöcken innerhalb der Kaliregion bisweilen dünne, bis einige Meter mächtige, auf größere Entfernung hin aushaltende Lager von reinem Bischofit oder auch von Langbeinit finden, in Teufen, wo an sekundäre Hutbildungen nicht mehr zu denken ist. Es erscheint mir daher näherliegend, auch derartige Vorkommen und Anreicherungen an Magnesiasalzen als Ausseigerungsprodukte infolge von Umkrystallisation ursprünglicher Carnallititlager aufzufassen. Hierfür spricht denn auch die Tatsache, daß im Fortstreichen solcher chlor-

magnesiareicher Salzgesteine chlormagnesiafreie, oder doch chlormagnesiaarme Kalisalze mit Hartsalzcharakter aufgeschlossen wurden. Gleichwohl aber möchte ich doch sehr davor warnen, derartige lokal zu beobachtende Prozesse einer Art von Hartsalzbildung, d. h. von chlormagnesiaarmen Kalisalzen, allgemein für die Entstehung der Hartsalzlager im engeren Sinne verantwortlich zu machen, denn bekanntlich sind Hauptverbreitungsgebiete unserer Hartsalzlager die tektonisch nur wenig gestörten Lagerstätten im Werra- und Südharz-Gebiet. Bei den durchaus regelmäßigen Lagerungsverhältnissen kann an eine derartige Enstehung der Hartsalze aus Carnallititen durch Druckmetamorphose nicht gedacht werden. Eine Verallgemeinerung der SEIDLschen Hartsalztheorie erscheint mir somit nicht wohl möglich.

Herr **R. LACHMANN** führte zu dem Vortrage des Herrn E. SEIDL das Folgende aus.

Zur Beurteilung des tektonischen Charakters der Salzlagerstätte von Schönebeck ist eine Ergänzung der Profile bis zum mittleren Zechstein erforderlich, welche ich den Vortragenden vorzunehmen bitte.

In erster Linie freue ich mich, daß infolge des Eingreifens von Herrn Geheimrat BEYSCHLAG sich eine Vermittlung in der Salzfrage anzubahnen scheint. Dieser mit Dank zu begrüßenden Tatsache gegenüber kann ja ruhig der Zukunft vorbehalten bleiben, festzustellen, welcher Anteil an dem in Ausbildung begriffenen Kanon Herrn STILLE, meinem jetzt versöhnten Gegner Herrn HARBORT und mir zuzumessen ist. Jedenfalls darf ich wohl das Verdienst in Anspruch nehmen, die Salzstockfrage in Deutschland zuerst wieder unter einem allgemeinen Gesichtspunkt formuliert und historisch beleuchtet zu haben. Wenn bereits in meinem ersten Vortrage ausweislich des Protokolls (Diese Zeitschr. 1910, Monatsber., S. 116) ausgeführt wurde, „Die Reihung der Ekzeme an der Aller spricht für das Vorherrschen der asiatischen NW-Richtung auch während des Mesozoicums“, so geht daraus hervor, daß, was die Lageabhängigkeit mancher Salzstöcke von tektonischen Linien angeht, der Herr Vortragende zu Unrecht einen Unterschied zwischen seiner Meinung und der Ekzemtheorie konstruiert hat. ARRHENIUS würde sich, wenn er anwesend wäre, mit der Deutung des Problems durch den Vortragenden zweifellos in vielen Punkten einverstanden erklärt haben.

Prinzipielle Einwendungen habe ich nur gegen die Heranziehung allein der plastischen Kohäsionseigenschaften des Stein-

salzes zur Erklärung der „Durchspießung" des Hangenden durch die Salzmassen. Dieses besteht häufig aus unplastischen Kalken und Sandsteinen und könnte deshalb nur durch einen ganz starren Körper, nicht durch das Salz als plastischen Körper durchspießt werden. Es zeigen sich übrigens im Zechsteinsalz auch keine oder höchst selten mechanisch-plastische Deformationen, vielmehr ergibt sich gerade aus den Bildern des Herrn Vortragenden besonders deutlich die krystalloblastische Struktur — im Sinne BECKEs — der in Bewegung befindlichen und deutlich umkrystallisierten Salzmassen. So sind die Salzaugen und die Anhydritaggregate mit „Entmischungshäutchen" geradezu vollendet typische Beispiele von „Krystalloblasten", und der Zusammenhang zwischen Bewegung und Lösungsumsatz wird gerade durch die SEIDLschen Bilder aufs deutlichste demonstriert.

Rekrystallisation (nicht die Krystallisationskraft, wie in der Diskussion der Dezembersitzung Herr KRUSCH mir unterlegte) oder Wanderung unter Lösungsumsatz kennzeichnet also das Wachstum der Ekzeme.

Der Versuch, den MRAZECschen Begriff der Diapirfalte nach Deutschland zu verpflanzen, muß entschieden zurückgewiesen werden. EDUARD SUESS sprach sich, wie ich einer brieflichen Mitteilung von SVANTE ARRHENIUS entnehme, gerade für die Notwendigkeit aus, die rumänische Salztektonik nach unseren norddeutschen, durch bessere Aufschlüsse und gründliche wissenschaftliche Verarbeitung geklärteren Begriffen umzuarbeiten, und es besteht absolut kein Grund zu einem derartigen Ideenimport aus Osteuropa.

Es ist zweitens erfreulich, daß der EVERDINGsche Begriff der Deszendenz und des Hauptsalzkonglomerats, den ich 1910 als erster angefochten habe, nunmehr auch in Berlin fallengelassen ist. Leider scheint mir die neue Deutung, Carnallitbreccie und Hartsalze durch Streß aus einem geschichteten carnallitischen Mutterlager abzuleiten, ebenso unannehmbar zu sein.

Beide Lagerstättenformen treten auch in gänzlich ungestörten Gebieten auf, wie bereits die Herren HARBORT und WUNSTORF bemerkten, und es ist kein Anlaß vorhanden, zwei ursächlich verschiedene Formen anzunehmen. Außerdem reagieren die Salzgesteine, wie ja auch der Herr Vortragende demonstriert hat, auf tektonische Beanspruch durch Fließerscheinungen und nicht durch Breccienbildung. Schließlich steht die Annahme der Hartsalzbildung aus Carnallit im Widerspruch mit den von VAN T'HOFF aufgestellten chemisch-physikalischen Gesetzen. Es müßte sich bei tektonisch veran-

laßten Umbildungen im Gefolge des Wachstums der Ekzeme wegen der niederen Temperaturen in der Umbildungsregion nicht Hartsalz, sondern Kainit gebildet haben.

Aus den angeführten Gründen trete ich, sowohl was die konglomeratische Ausbildung des Carnallits, wie die Entstehung von Hartsalz anlangt, für die bis heute noch von keiner Seite angefochtene ARRHENIUSsche Vorstellung ein, daß ein ursprünglich vorhandenes Reichardtit-Kainitlager infolge von Erderwärmung durch Sedimentbelastung noch vor der eigentlichen Ausbildung von Salzstöcken mit ihren „tektonischen" Begleiterscheinungen in 2 und mehr Kilometern Tiefe in Carnallit, Hartsalz und thermometamorph zersprengtes Brecciengestein umgewandelt worden ist.

Nach Verlesung und Genehmigung des Protokolls wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. BÄRTLING. JANENSCH.

Briefliche Mitteilungen.

5. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik.

Von den Herren JOH. KOENIGSBERGER und O. MORATH.

(Mit 9 Textfiguren.)

Freiburg i. Br., im Oktober 1912.

Allgemein pflegt man im geologischen Unterricht die komplizierten Vorgänge bei der Gebirgsbildung durch einfache tektonische Modelle (Haut eines Apfels, Papier, Tücher) anschaulich zu machen. Manche Forscher haben dann das Ziel erstrebt, die Vorgänge in der Natur durch Modelle nachzuahmen und aus dem Verhalten des Modelles Schlüsse auf die Kräfte bei der Gebirgsbildung zu ziehen. —

Wir erwähnen hier nur die Experimente von J. HALL, FAVRE, DAUBRÉE, H. SCHARDT, H. CADELL, E. REYER, B. WILLIS und namentlich von W. PAULCKE[1]), der eine eingehende klare historische Übersicht der Arbeiten seiner Vorgänger gibt. Gerade in den neuesten Untersuchungen wird immer mehr Wert auf eine möglichst getreue Nachahmung der Natur gelegt, und es ist kein Zweifel, daß die Versuche von H. SCHARDT, von H. CADELL, von B. WILLIS, von W. PAULCKE dem Ziel immer

[1]) W. PAULCKE: Das Experiment in der Geologie. Karlsruhe 1912. Wir möchten z. S. 36, Anm 2 bemerken, daß die Wirkung des Wassers bei der Dynamometermorphose zuerst 1901 von dem einen von uns aus petrographisch-chemischen Gründen gefordert und dann durch Versuche von G. SPEZIA und solche von dem einen von uns gemeinsam mit W. MÜLLER 1906 als wahrscheinlich nachgewiesen wurde. E. RIECKE erwähnte nur beiläufig in einer theoretisch-physikalischen Arbeit die Rolle eines Lösungsmittels bei einseitigem Druck. — An die Verwandlung von Holz in Kohle nur durch Druck (S. 14) vermag der eine von uns nicht zu glauben. Möglicherweise war der Brückenpfeiler, wie das oft geschieht, schon vorher angekohlt worden. Andernfalls muß die Reibungswärme sehr groß gewesen sein.

näher gekommen sind. Diese Vervollkommnung der Mittel ist durch ein richtiges Gefühl der experimentierenden Geologen erreicht worden, ohne daß einer derselben hätte beweisen können, daß seine Anordnung wirklich besser als die früheren war. Die Ergebnisse können nicht als Beweis dienen; denn sie sollen gerade die Beobachtungen in der Natur kontrollieren. — Wir haben uns deshalb die Frage vorgelegt, wie ein Modell beschaffen sein muß, damit es möglichst genau die Vorgänge in der Natur wiedergibt. H. VON HELMHOLTZ[1]) hat zuerst das Problem des hydrodynamischen und aerodynamischen Modells theoretisch erschöpfend behandelt; das Studium an Modellen in der Praxis ist heute im Schiffsbau und Flugzeugbau allgemein üblich. — Auch in der Elastizitätslehre fester Körper und den damit zusammenhängenden tektonischen Problemen der Gebirgsbildung ist eine exakte Angabe der Beschaffenheit eines wirklich naturgetreuen Modells möglich. Das Problem ist mathematisch ziemlich einfach; wir wollen uns aber hier darauf beschränken, den Gedankengang der Ableitung darzulegen. Alle Eigenschaften oder physikalischen Konstanten einer Substanz, z. B. die von Granit, sind durch die drei Grundeinheiten, Länge, Masse und Zeit, gegeben[2]). Wenn wir also eine bestimmte Annahme über das Längenverhältnis der Natur zum Modell machen, z. B. daß 100 km = 1 m also das Verhältnis 100000 : 1 sein sollen, ebenso bezüglich der Zeit und Masse, so sind theoretisch alle Eigenschaften der Modellsubstanzen eindeutig definiert; sie müssen in einem bestimmten Verhältnis zu denen der natürlichen Gesteine stehen. Praktisch entsteht dann nur die Frage, ob wir eine solche Modellsubstanz auch herstellen können.

Wir bezeichnen die Eigenschaften in der Natur mit dem Index O: l_0, ϱ_0 usw., die im Modell mit 1: l_1, ϱ_1. Also das Längenverhältnis Modell : Natur $= \frac{1}{100\,000} = 1 \cdot 10^{-5}$. Das Größenverhältnis bei dem Modell von W. PAULICKE dürfte wohl auch zwischen 10^{-4} und 10^{-5} liegen.

Hinsichtlich der Dichten oder spezifischen Gewichte der Modellsubstanzen haben wir nicht viel Auswahl; die verfügbaren, billigeren Substanzen haben ein spezifisches Gewicht zwischen 1 und 10, also von derselben Größenordnung

[1]) H. v. HELMHOLTZ: Wiss. Abhdlg., I, S. 158, 1882.

[2]) Man könnte auch die chemischen Vorgänge mit einbegreifen; doch sei hiervon abgesehen, da sie bei der Gebirgsbildung für die Tektonik nur von sekundärer Bedeutung sind.

wie das der Gesteine (2,4—3,4). Wir wählen die Dichte der Modellsubstanzen etwa = 3[1]), also $s_1 = s_0$ oder $[m_1 l_1^{-3}] = [m_0 l_0^{-3}]$, denn Dichte ist Masse m : Volumen l^3. Die Masse transformiert sich also im Verhältnis $\frac{m_1}{m_0} = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^3 = 1 \cdot 10^{-5}$

Bezüglich der Zeit, mit der wir die Vorgänge am Modell sich abspielen lassen, haben wir keine willkürliche Wahl mehr; denn eine der Größen, welche die Zeit enthält, nämlich die Schwerkraft g, müssen wir so nehmen wie in der Natur. Wir können bis jetzt die Schwerkraft nicht beeinflussen oder eine andere Massenkraft ähnlicher Größe ohne viel Apparatur (Elektromagneten) hinzufügen[2]). Die Schwerkraftbeschleunigung g hat die Dimension $\frac{\text{Geschwindigkeit}}{\text{Zeit}} = \left[\frac{v}{t}\right] = [l \cdot t^{-2}]$.

Es ist also

$$l_0 t_0^{-2} = l_1 t_1^{-2} \text{ oder } \frac{l_1}{l_0} = \left(\frac{t_1}{t_0}\right)^2$$

oder

$$\frac{t_1}{t_0} = \sqrt{\frac{l_1}{l_0}}. \text{ Da aber } \frac{l_1}{l_0} = 1 \cdot 10^{-5}$$

angenommen wurde, so müßte sich die Zeit für den Modellvorgang zu dem in der Natur sich etwa wie 1 : 300 verhalten. Rein theoretisch müßten wir um ein vollkommen richtiges Modell herzustellen, die jetzigen Eigenschaften der Gesteine und von der geologischen Geschichte die Zeitdauer, den Anfangszustand und die wirkenden Druckkräfte kennen. Praktisch gestaltet sich die Sache hinsichtlich der Zeit einfacher. Auch wenn man, wie der eine von uns auf dem Standpunkt steht, daß einige tektonische Vorgänge bei der Gebirgsbildung sich relativ rasch in kurzen Perioden abgespielt haben, so wird man doch glauben dürfen, daß die Beschleunigungen[3]) äußerst gering und zu vernachlässigen sind. Sogar die Geschwindigkeiten werden recht klein gewesen sein. Deshalb ist es ziemlich gleichgültig, wie lange der Vorgang im Modell braucht; nur dürfen keine nennenswerten Geschwindigkeiten

[1]) Eine etwas andere Zahl wäre ohne wesentliche Bedeutung, wie aus dem folgenden zu ersehen ist.

[2]) W. Paulcke hat diese Schwierigkeit bei seinen Versuchen umgangen, wie später erörtert wird.

[3]) Wir halten die Erdbeben nur für Anzeichen tektonischer Vorgänge, nicht für den Vorgang selbst. Doch weiß man hiervon noch fast nichts.

(mehr als 0,1 cm p. sec.) zustande kommen. Die Rücksicht auf die innere Reibung in den Gesteinen verlangt noch kleinere Werte der Geschwindigkeit, damit die Spannungen[1]) im Modell wie das in der Natur der Fall war, sich während des Vorgangs selbst ausgleichen und keinen nennenswerten Betrag erreichen. Wenn ein tektonischer Vorgang, z. B. im Tertiär, dreimal während 200 000 Jahren und innerhalb dieser Hauptperioden von vielleicht 1000 Jahren Dauer zehnmal in 6 Monaten vor sich gegangen wäre, so entspräche das einer wahren Zeitdauer in der Natur von etwa $30 \cdot 6$ Monaten = 180 Monaten; denn die Pausen sind ohne Belang. Im Modell müßte dann der Vorgang $\frac{180}{300} = 0{,}6$ Monate dauern. Wir haben auch bei unseren Versuchen gefunden, daß je langsamer und stetiger wir das Modell sich verändern ließen, um so ähnlicher die Ergebnisse der Natur werden.

Über den Anfangszustand vor der Bildung von Gebirgen ist man verschieden genau unterrichtet. In manchen Gegenden ist die geologische Geschichte vor der Hauptfaltung ziemlich gut, in anderen sehr wenig bekannt.

Bezüglich der wirkenden Kräfte bei einer Hauptfaltung steht es ähnlich. In einigen Fällen müssen Horizontaldrucke die Ursache gewesen sein, in andern sind noch Zusatzhypothesen möglich. Gerade diese Frage sollen die Modelle mitbeantworten und können es, wenn wir sie naturgetreu den theoretischen Forderungen entsprechend wählen. Die Brüche, Verwerfungen usw. soll unseres Erachtens das Modell automatisch wiedergeben. Man muß dazu im Modell die Erdkruste bis zur Tiefe der Druckausgleichung, der des „geschmolzenen“ Gesteines, darstellen. Die Druckausgleichungsfläche für die Schwerkraft nach PRATT und die Schmelzfläche (Grenzfläche fest-flüssig) nach der geothermischen Tiefenstufe liegen übereinstimmend in etwa 100 km. Die Ausgleichungsfläche für Spannungen möchten wir schon in etwa 50 km Tiefe suchen. Die Breite der darzustellenden Zone wird man nicht zu klein wählen dürfen. Wohl waren bei den meisten Gebirgsbildungen die Vorgänge einigermaßen auf kürzere Strecken parallel zu den Faltenachsen und senkrecht zu den wirkenden Kräften ähnlich. Doch sind überall erhebliche Wirkungen der seitlichen Massen bekannt. Will man also eine Strecke von

[1]) Es handelt sich hier um entsprechend große Spannungen; kleine Spannungen, wie sie sich im sog. Bergschlag usw. äußern, kommen für das Modell nicht in Betracht.

100 km Querprofil durch ein Gebirge = 1 m Modell[1]) darstellen, so sollte die Tiefe des Modells 50 cm, die Länge mindestens 50 cm betragen. Da die Dichte der Modellsubstanz etwa = 2 ist, so würde die Modellsubstanz etwa 250 kg wiegen. Bei den Versuchen von W. PAULCKE sind sogar schon 3000—3500 kg als Belastung verwandt worden. Wir haben, wie später dargelegt wird, die Tiefe des Modells geringer, 30 cm statt 50 cm genommen, uns mit 30 km = 30 cm Querprofil und demgemäß 40 cm Anfangslänge (Endlänge nach der Verschiebung variabel) begnügt; das Modell wog etwa 25 kg. Durch diese Abänderungen sind die theoretischen Forderungen nicht mehr exakt erfüllt; man müßte, wenn mehr Mittel zur Verfügung stehen, suchen diese einzuhalten.

Die im folgenden abgeleiteten und hier genügend genau befolgten wesentlichen Bedingungen für ein naturgetreues Modell sind aber bisher exakt überhaupt nicht, angenähert durch eine nachgiebige künstliche Überlastung[2]) nur von W. PAULCKE innegehalten. Es sind folgende: Die Schichten müssen durch ihre eigene Schwere brechen, sich wieder verkitten und in sich verschieben können. Verschiedene Schichten haben verschiedene Konstanten.

Die theoretischen Beziehungen sind folgende: Die Zugfestigkeit[3]) für Granit ist 0,5 kg pro qmm. Das besagt, wie eine einfache Rechnung ergibt, daß ein Granitstab von 200 m = $2 \cdot 10^4$ cm Länge nach unten aufgehängt durch seine eigene Schwere abreißen würde. Da die Dichte dieselbe ist, muß die Modellsubstanz so beschaffen sein, daß ein Stab aus ihr am oberen Ende aufgehängt bei einer Länge von $2 \cdot 10^4$ cm : 10^5 = $2 \cdot 10^{-1}$ cm = 2 mm durch sein Eigengewicht abreißt. Er darf also nur sehr wenig widerstandsfähig sein. Kalkstein entspricht Abreißen bei 1 mm Länge, Sand-

[1]) Genauere Angaben, auch für das Größenverhältnis 1 : 10^4, sind in der Dissertation von O. MORATH zu finden.

[2]) Eine starre Belastung durch ein mit Schrauben festgehaltenes Brett hat schon DAUBRÉE angewandt. Eine bewegliche aber gleichmäßige hydrostatische Überlastung führte B. WILLIS ein. In der Anwendung beweglicher, variabler Belastung durch W. PAULCKE liegt ein wesentlicher Fortschritt. Die Versuche von W. PAULCKE dürften das Verhalten der Erdkruste in einer Tiefe von etwa 2—3 km in vieler Hinsicht gut darstellen.

[3]) Wir entnahmen die Zahlen den Veröffentlichungen von C. BACH, von BAUSCHINGER, den physik.-chemischen Tabellen von LANDOLT und BÖRNSTEIN, Berlin, 1910, ferner dem Handbuch d. Physik, herausgegeben von WINKELMANN, Bd. I, Artikel Zug, Druck, Kohäsionen, von F. AUERBACH, Leipzig, 1908.

stein schon bei 0,7 mm. Wesentlich komplizierter sind die Rechnungen zur Ermittelung der Biegungsfestigkeit, Druckfestigkeit usw. der Modellsubstanz. Wir geben hier nur die Resultate.

Biegungsfestigkeit.

Die Länge l_0, bei der ein Stab von der Höhe h_0 und beliebiger Breite infolge seines Eigengewichtes bei Auflegen an beiden Enden und bei nicht unterstützter Mitte durchbricht, ist $l_0 = 176 \sqrt{h_0}$ für Granit. Mit Berücksichtigung der Schubspannung

$$l = \sqrt{3,1 \,.\, 10^4 \,.\, h - 2,8\, h^2} \text{ für Granit}$$

$$\text{und } l = \sqrt{3,5 \,.\, 10^4 \,.\, h - 2,8\, h^2} \text{ für Kalkstein}$$

$$\text{und } l = \sqrt{26 \,.\, 10^4 \,.\, h - 2,8\, h^2} \text{ für Sandstein.}$$

Im Modell hängen Länge l und Höhe h des Stabes in folgender Weise zusammen:

$$\text{für Granitsubstanz } l = \sqrt{0,31\, h - 2,8\, h^2}$$

$$\text{für Kalkstein } l = \sqrt{0,35 \,.\, h - 2,8 \,.\, h^2}$$

$$\text{und für Sandstein } \sqrt{2,6 \,.\, h - 2,8 \,.\, h^2}\,.$$

Es muß also ein Stab von 5 mm Länge aus der Modellsubstanz geschnitten und an beiden Enden gestützt, bei einer Höhe von 0,1 mm oder bei etwa 8 mm Länge bei 0,3 mm Höhe durchbrechen.

Druckfestigkeit.

Die einseitige Druckfestigkeit ist für Granit etwa 8 kg pro qmm[1]); oder es würde eine freistehende Granitsäule von 2900 m sich selbst an ihrer Unterlage zertrümmern. In der Modellsubstanz muß das demnach schon bei 2,9 cm Höhe eintreten. Man sieht hieraus, gleichgültig ob die Zahl für Granit ganz genau bestimmt ist oder nicht, die äußerst geringe Festigkeit, die eine Modellsubstanz besitzen muß. Dieser Forderung ist bisher nicht genügt worden. Für Sandsteinmodellsubstanz wäre die entsprechende Höhe $h_1 = 0,3$ cm, für Kalkstein $h_1 = 1,8$ cm.

Die Forderungen bez. der Schubspannung sind dann meist von selbst erfüllt; der eine von uns hat sie aber auch exakt

[1]) Wir haben hier die üblichen, technischen Werte verwandt. F. Rinne und K. Prandtl (N. J. Min. 1907 I, S. 13) haben gezeigt, daß und warum diese zu klein ausfallen. Hier kommt es zunächst weniger darauf an, wenn man nur an der Modellsubstanz die Festigkeit in derselben Weise ermittelt.

diskutiert. Fast gar nicht kommt es auf den Elastizitätskoeffizienten an, weil in der Natur die Kräfte so groß sind, daß bei einseitiger Beanspruchung fast stets eine Zerreißung stattfindet. Die kleinen Spannungsdifferenzen gleichen sich rasch aus, weil ja alle Gesteine von Rissen usw. durchzogen sind.

Die Bedingung für die Kompressibilität ist, wie sich leicht zeigen läßt, stets von selbst genügend erfüllt.

In der Natur sind aber noch zwei andere Größen von Bedeutung, die für den Ingenieur, der die Gesteine auf ihre Haltbarkeit prüft, ohne Belang sind, für die wir daher nur spärliche Daten besitzen: das ist äußere und innere Reibung. Immerhin läßt sich auch für diese Eigenschaften die Größenordnung angeben, und das führt auf eine sehr wichtige Eigenschaft der Modellsubstanz.

Die äußere Reibung tritt ein, wenn zwei Gesteinsschichten auf einander vorbeigleiten, also bei allen Horizontalbewegungen: Decken, Gleitbretter usw. Sie ist angenähert gemessen für:

	bei Ruhe	bei Bewegung
Muschelkalk auf Muschelkalk . . .	0,75	0,69
Rogenstein auf Rogenstein	0,75	0,67

0,75 ist der Bruchteil der Last, der zur Überwindung der Reibung gebraucht wird. Wenn also 1 kg Kalk auf einer Kalkfläche verschoben werden soll, braucht man eine Horizontalkraft, so groß, wie sie zum Heben von 0,75 kg notwendig wäre. Dieser Wert stellt eine maximale Grenze dar. Wenn zwei verschiedene Substanzen aufeinander gleiten, so ist nach einem bekannten physikalisch-technischen Satz der Wert kleiner. Ferner bildet sich in allen glimmerhaltigen Gesteinen sehr rasch eine Zone mit Paralleltextur, wie wir sie in den Alpen, in Norwegen u. a. a. O. an der Basis von Decken oft beobachten können. Häufig tritt auch die sogenannte Mylonitisierung, eine innere, mit Zertrümmerung des Gesteines verbundene Gleitbewegung in der Nähe (aber auch bis 500 m entfernt) der Grenzfläche ein, die die äußere Reibung erheblich heruntersetzt und in innere Reibung verwandelt. Vielfach sind auch wenig mächtige weiche Schichten vorhanden, die wie ein Schmiermittel wirken. Die äußere Reibung muß im Modell dieselbe Größe behalten, da sie eine Zahl ist. Diese Forderung ist, nebenbei bemerkt, leicht zu erfüllen. Schwerer ist es, Substanzen ausfindig zu machen, die den Zwischenmitteln bei den Gleitbrettern nach der Definition von A. SPITZ), z. B. Raibler

Schichten, zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk, Kössner Schichten, Liasschiefer usw. entsprechen.

Anders verhält sich die innere Reibung. Sehr häufig werden in der Natur Gesteine in sich selbst verschoben; sie werden zertrümmert und gleiten ineinander. Hierbei sind zwei Fälle zu unterscheiden. Das Gestein zeigt bei dem betreffenden Druck eine innere Plastizität, wie das in der Natur stets für Steinsalz, öfters für Dolomit, etwas seltener für Kalkstein und nie für Silikatgesteine zutrifft. Marmor erfordert nach den Versuchen von F. D. ADAMS und von F. RINNE [vgl. die im Anhang[1]) auseinandergesetzten Überlegungen] mindestens etwa einen allseitigen Druck von 1000 kg p. qcm bei gewöhnlicher Temperatur, oder wohl etwa 500 kg p. qcm bei 400°; zu diesem Druck tritt der einseitig wirkende umformende hinzu. Da aber für eine etwas größere Gesteinsmasse der allseitige Druck, wie eine leichte Überlegung ergibt, nicht höher sein kann als die Überlagerung erlaubt, so tritt plastische Deformation von Kalkspath in etwa 5 km Tiefe, oder wenn wie bei der alpinen Faltung Erhitzung auftritt, vielleicht schon in 2,5 km Tiefe auf. Die dem Marmor entsprechende Modellsubstanz muß also unter ihrem Eigengewicht in etwa 2—3 cm Tiefe sich plastisch deformieren. In Wirklichkeit liegen die Verhältnisse in der Natur noch komplizierter. Ursprünglich sind in vielen Gebirgen nicht Marmore, sondern Kalksteine vorhanden. Diese sind, wie F. D. ADAMS[2]) zeigte, viel widerstandsfähiger. Der Solnhofer Schiefer erfordert, damit Beginnen des Fließens eintritt, bei 450° einen Druck von 4500 kg p. qcm, was einer Überlastung von etwa 18 km gleichkommt. Das wäre eine viel größere Tiefe als sie uns je durch Hebung aufgeschlossen ist. Tatsächlich sieht man auch in der Natur ein sehr verschiedenes Verhalten von reinem, grobkörnigen und von reinem feinkörnigen Kalkstein. Der einigermaßen reine feinkörnige Kalkstein wird plastisch deformiert, und gleichzeitig tritt eine Sammelkrystallisation, die Umwandlung zu Marmor, auf. Wie die Einschlüsse in den Mineralien auf Hohlräumen in solchen Marmoren und Dolomiten (Carrara, Campolungo usw.), zeigen, fand die Umkrystallisation in kohlensäurehaltiger wässeriger Lösung bei höherer Temperatur statt. Diese hat die plastische Deformation sehr erleichtert und im primär feinkörnigen Kalkstein vielleicht schon in Tiefen von 1—2 km ermöglicht. Im Modell kann man indeß zunächst

[1]) Vgl. Anhang über plastische Deformation von Gesteinen.
[2]) F. D. ADAMS. The Journ. of Geol. 20. III. 1912.

von diesen physikalisch-chemischen Vorgängen absehen und für Marmor und reinen feinkörnigen Kalkstein gemeinschaftlich dieselbe innere Plastizität, gleichgültig wie sie zustande kommt, annehmen.

Unreiner Kalkstein setzt der Wirkung der wässerigen Lösungen größeren Widerstand entgegen, hauptsächlich aus mechanischen Gründen: er ist dichter, daher kann weniger Lösung eindringen, und das Kalkcarbonat wird teilweise von unlöslichen Bestandteilen umhüllt und geschützt. Solcher Kalkstein ist daher auch kaum plastisch. —

Die Silikatgesteine sind an sich nicht plastisch, wohl aber zum Teil deformierbar. Es tritt in ihnen ein Gleiten längs einiger Bestandteile insbesondere der Glimmer ein, und sie erhalten dadurch eine Paralleltextur. Am stärksten ist das bei den glimmerreichsten Gesteinen, den Glimmerschiefern, ausgeprägt. Diese sind daher sehr leicht deformierbar; sie können in feinste Spitzfalten gelegt werden. Außerdem dienen sie andern Schichten als Gleitmittel, weil in den Glimmerschiefern leicht auch bei großer Überlastung eine Bewegung zustande kommt. Sie haben, wie man das kurz bezeichnen kann, eine geringe innere Reibung. — In Gesteinen mit weniger Glimmer ist diese Eigenschaft weniger ausgeprägt; doch gibt stets der Glimmer die Auslösung der Bewegung, bei der die andern Gesteinsteile (Quarz, Feldspat) mehr oder minder stark zertrümmert werden (Mylonite, Protogine). Fehlt Glimmer in einem Gestein, so kommt eine innere Bewegung kaum zustande; die Widerstandskraft eines solchen Gesteinskörpers ist viel größer. Das sieht man sehr schön schon an wenig mächtigen Aplitgängen in Myloniten. —

Durch die innere Bewegung entsteht, wie wir glauben, die Paralleltextur bei den krystallinen Schiefern, und zwar bei denen erster Art, den kontaktmetamorphen, während der Aufschmelzung bei hoher Temperatur, bei denen zweiter Art, den dynamometamorphen, während der tektonischen Vorgänge bei niederer Temperatur. In den Alpen, auch in Norwegen, haben ferner wässerige Lösungen die dynamometamorphe Umformung der Silikatgesteine durch Bildung von Sericit, Epidot, Saussuritisierung usw. wesentlich erleichtert. Im Modell ist eine derartige Verschiebung durch Glimmer nicht direkt nachzuahmen. Die Blättchen müßten um 1.10^{5} kleiner sein, also submikroskopische Dimensionen haben, und dazu stimmt schon das ganze Korn der Modellsubstanz nicht. Da aber die Glimmer in der Natur in einem Gestein sich jeder beliebigen Be-

wegung anpassen, genügte uns in erster Annäherung eine allseitige innere Plastizität der Modellsubstanz. Bei Granit tritt diese, wie wir aus den Versuchen von F. W. ADAMS folgern, bei einer Überlastung von 2000 kg per qcm ein, zu der noch der einseitige Druck hinzukommt; das entspricht einer Überlastung von 8 km oder in der Modellsubstanz von 8 cm.

Die Brüche und Verwerfungen der Schichten und Senkungen größerer Teile kann man entweder, wie W. PAULCKE das tut, willkürlich hervorrufen oder auch automatisch im Modell wiedergeben. Wir haben, wie schon erörtert, die Tiefe des Modells bis zur Druckausgleichungsfläche, wo der wahre plastische Zustand der Gesteine eintritt, genommen. Dann wird also ein Absinken der Schichten von



Fig. 1.

selbst eintreten, wenn es dem Vorgang entspricht. Um im Modell die Plastizität dieser untersten Teile darzustellen, ohne ihnen eine zu große Fluidität zu erteilen, muß ein Material genommen werden, in dem ein Druckausgleich rasch eintritt, verglichen mit der Zeit, die hierzu für die oberen Schichten notwendig ist. Das spezifische Gewicht dieser halbflüssigen Masse soll gleich oder eher ein klein wenig größer sein als das der oberen Schichten.

Die tektonisch wirksamen Kräfte im Modell sind theoretisch nur dann bestimmbar, wenn wir wüßten, wie sie in der Natur gewesen sind. Man hat im allgemeinen stets horizontal gerichtete Kräfte angenommen. Aus theoretischen Betrachtungen, auf die a. a. O. eingegangen werden soll, läßt sich schließen, daß die alte Anschauung vielleicht richtig ist, wonach die Spannung im Gewölbe der Erdkruste horizontale Kräfte und damit die tektonischen Vorgänge bedingt. Demnach wäre es am besten, ein seitlich keilförmiges Modell zu bauen (Fig. 1), etwas von der plastischen Unterlage langsam abfließen zu lassen und die dann entstehende Spannung — die

Modellschichten hängen frei, suchen nach unten zu gleiten — sich ausgleichen zu lassen. Wir haben davon abgesehen, weil die Kosten etwas größer sind, und haben uns damit begnügt, die Horizontalkräfte durch Zusammenschub der zwei Seitenwände, wovon die eine beweglich ist, zu erreichen. Durch Übertragung mit Zahnrädern konnte der theoretischen Forderung (S. 67) langsamer Veränderung einigermaßen, wenn auch nicht ganz, genügt werden. Es würde sich bei künftigen Versuchen empfehlen, entweder die obige Anordnung Fig. 1 oder wenigstens eine sehr starke verkleinernde Übersetzung mit Motorantrieb zu wählen, so daß die Verkürzung in einer Minute etwa $^1/_2$ mm oder weniger beträgt.

Die Modellsubstanzen haben etwa drei Gesteinsarten zu genügen: die Hauptmasse muß die Konstanten der Tiefengesteine besitzen; ein geringerer Teil in der Nähe der Oberfläche muß den Kalksteinen entsprechen; einige dünne Zwischenlagen sollen die Schichten ersetzen, die als Schmiermittel dienen. Aus praktischen Gründen müssen ferner einig dünne Schichten gefärbt werden, um das Bild klar wiedere geben zu können.

Anhang I.

Versuch einer praktischen Ausführung des naturgetreuen Modells.

Während die vorhergehenden theoretischen Darlegungen und die ausgerechneten Bedingungen für die Modellsubstanzen den Anspruch auf Richtigkeit und Exaktheit erheben, gilt das von unserer Ausführung eines Modelles nicht; dieses sollte, da wir die Kosten selbst tragen mußten, möglichst billig sein. Wir haben folgende Modellsubstanzen verwandt, die angenähert den oben mitgeteilten Bedingungen genügen, und für den Maßstab 1 : 75000 bis 1 : 25000 verwendet werden dürfen. Sie enthalten leicht zu beschaffendes Material. Für ganz exakte Versuche muß, wie früher dargelegt, für einen bestimmten Maßstab eine bestimmte Mischung hergestellt werden. In der Dissertation des einen von uns sind die Bedingungen ausgerechnet, denen die Modellsubstanz bei 1 : 100000, 1 : 50000, 1 : 10000 genügen muß. Man stellt sich erst die Ramsayfettmischung her, von der für 100 kg Modellsubstanz nur 100 g gebraucht werden; man verwendet hierzu 100 g Paraffin, 20 g Vaseline und 20 g reine Guttapercha, die etwa fünf Stunden lang auf 150°—250° erhitzt werden. Dann mischt man 900 Gewichtsteile Eisenpulver : 135 Teile Maschinenöl : 6 Teile Paraffin : 1 Teil Ramsayfett als

Granitmasse, 900 : 145 : 5 : 1 als Kalksteinmasse. Für die gefärbten Schichten:

rot:

500 Bleipulver : 500 Eisenoxyd : 300 Maschinenöl : 1 Ramsayfett,

grün:

500 Bleipulver : 500 Chromoxyd : 200 Maschinenöl : 1 Ramsayfett.

Kosten:

Maschinenöl techn. (MERCK, Darmstadt)	100 kg	=	38 M.
Eisenpulver Nr. 4 von DE HAEN, Seelze bei Hannover	100 -	=	35 -
Eisenoxyd rot tech. Nr. 7 dgl. . . .	100 -	=	40 -
Bleipulver pulv. f. Akkumulatoren dgl. .	100 -	=	140 -
Chromoxyd grün tech. Nr. 2 dgl. . .	100 -	=	190 -
Paraffin solid. (52°—53°), MERCK-Darmstadt	1 -	=	0,95 -

Kosten für 100 kg Modellsubstanzen:

Eisen	28 M.
Öl	10 -
Paraffin	1 -
alles andere zusammen	15 -
	54 M.

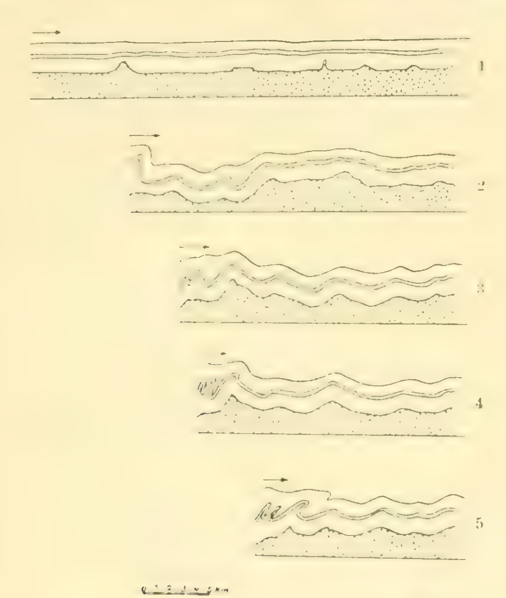
Die Substanzen sind nach jedem Versuch wieder verwertbar. Man muß nur vorsichtig die gefärbten von den ungefärbten Schichten trennen. Jede Masse wird für sich geschmolzen (auf etwa 40° erhitzt) und dann aufgegossen. Um hierbei eine Vermischung mit dem halbflüssigen Untergrund zu vermeiden, wird auf diesen ein ganz dünnes Battisttuch aufgelegt. —

Man kann leicht durch geeignetes Mischen und Prüfung der Materialkonstanten in der früher angegebenen Weise, sich genauer passende Modellsubstanzen und auch für andere Maßstäbe herstellen. Unser obiges Rezept soll nur einen Anhaltspunkt geben.

Wir geben einige Bilder[1]) der mit unserm kleinen Apparat von etwa 40 × 20 × 30 cm angestellten Versuche. Sie machen, wie uns scheint, einen ziemlich naturgetreuen Eindruck, und scheinen jetzt schon gegenüber den bisherigen

[1]) Die Schraffierungen und Punktierungen auf den Figuren haben nichts mit Schichtung zu tun. Der Verlauf der Schichten ist nur aus den Grenzlinien der einzelnen Lager zu erkennen. Die Reproduktion unserer Originalzeichnungen läßt leider manche Details nicht erkennen; insbesondere sind vielfach Ecken abgerundet wiedergegeben.

Versuchen einen Fortschritt darzustellen, obgleich in unserm Modell die Tiefe in verkürzten Maßstab mit Rücksicht auf die Materialersparnis genommen wurde. Wünschenswert für die weitere Forschung wäre in größerem und allseits richtigen Maßstab mit unseren Modellsubstanzen operieren zu können. Auch müßten mehr farbige Schichten genommen werden, um das Bild bis in größere Tiefe verfolgen zu können. Doch fehlen uns die Mittel. Immerhin ist mit diesem kleinen

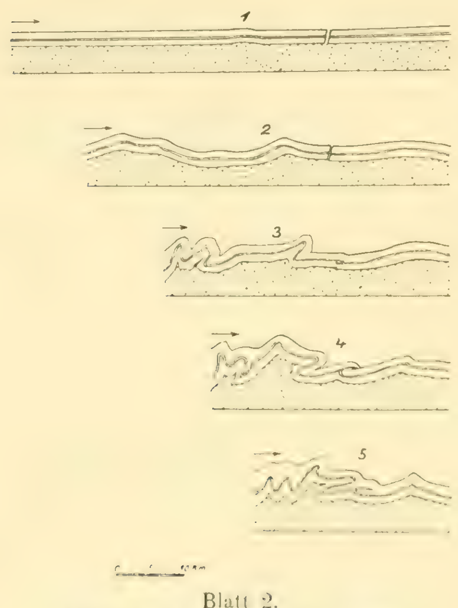


Blatt 1.
Faltengebirge mit überkippten Falten.
Im Modell: 1 : 100000.

Apparat, der mit Modellsubstanzen auf etwa 50 M. kommt, eine gute Veranschaulichung der tektonischen Vorgänge für den Unterricht möglich. Für etwa 800 M. wäre ein exakt richtiger Apparat mit Modellsubstanzen im Maßstab 1 : 75000, der vielleicht am geeignetsten ist, auf einer Länge von 75 km (= 1 m Modell), Breite von 38 km (50 cm Modell) und 50 km Tiefe (60 cm Modell) herzustellen. Etwas überraschend bei den Figuren ist die Häufigkeit von Überschiebungen, die meist in der Mitte, wo die horizontal schiebenden Druckkräfte am geringsten waren, einsetzten, ferner das Fehlen

von Brüchen. Man erkennt deutlich interessante tektonische Einzelheiten; manche sind aus Naturbeobachtungen schon gefolgert worden.

1. Die am stärksten bewegte Stelle wird am meisten gefaltet.
2. Die Falten werden in der Bewegungsrichtung überkippt.
3. Eine als Falte hingleitende Decke, die sog. Überfaltungsdecke bei der die Schichten gewissermaßen aufgerollt werden, ist nicht zu beobachten. (Auch

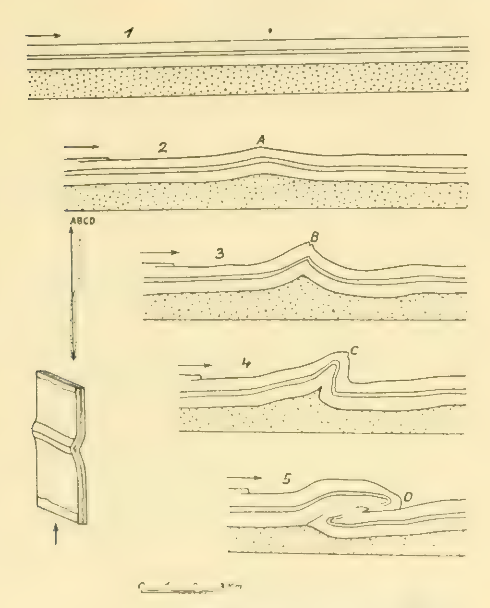


Blatt 2.
Liegende und überschobene Falten.
Im Modell: 1 : 100000.

W. PAULCKE scheint sie nicht erhalten zu haben). Die Decke wird nur an ihrem Ende bisweilen gestaucht und aufgefaltet. Dagegen werden aufgerichtete Falten überkippt, flach gelegt und vielleicht etwas ausgewalzt (Blatt 2. Fig. 4 und 5). Eine starke Auswalzung und Ausquetschung von Mittelschenkeln ist nicht zu bemerken. Es scheint, daß im Modell wie in der Natur eine Zerreißung und Verschiebung der Faltenschenkel gegeneinander viel häufiger ist. Auf Blatt 3 wird eine

Falte überkippt (Blatt 3, Fig. 4), auseinandergerissen und der eine Schenkel über den andern überschoben (Fig. 5).

4. Sehr merkwürdig ist Blatt 4, Fig. 3, 4 und 5. Diese zeigen, wie bei der Überschiebung eine Spitzfalte (Fig. 3), gestaucht, gehoben, jeder der beiden Schenkel zurückgefaltet und so auseinandergezerrt wird. Wenn man in der Natur nur Fig. 5 sieht, würde man wahrscheinlich zu ganz andern Erklärungen greifen.

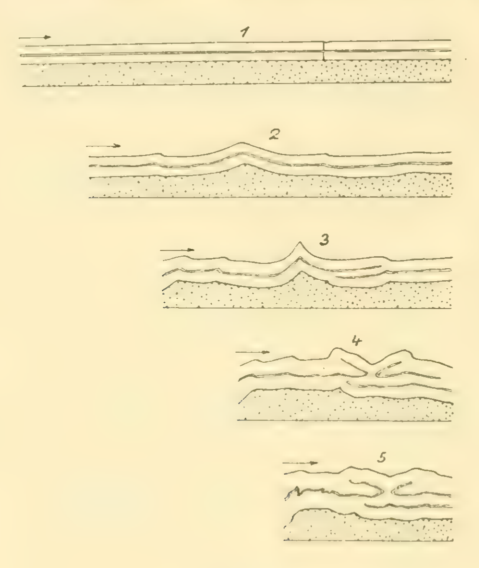


Blatt 3.
Zerreißung einer Falte, Ubergang zur Überschiebung.
Im Modell: 1 : 50000.

5. Die Unterlage der Decke wird an ihrem Ende gefaltet (Blatt 6, Fig. 4), manchmal auch etwas hinaufgebogen (Blatt 2, Fig. 1, Blatt 4, Fig. 4). Mehrfache Decken haben wir nicht gesehen, vielleicht wegen zu wenig Farbschichten.
6. Eine Masse, die etwas Widerstand bietet, gibt Anlaß zu einer Überschiebung (Blatt 6), ebenso ein Bruch (Blatt 2, Fig. 2 und 3, und Blatt 4).
7. Größere Hohlräume (Blatt 5, Fig. 2) bilden sich nicht, außer ganz an der Oberfläche.

Zu beachten ist, daß alle diese Bilder nur einer einmaligen tektonischen Bewegung entsprechen, also insofern nicht ohne weiteres mit den alpinen Vorgängen verglichen werden können.

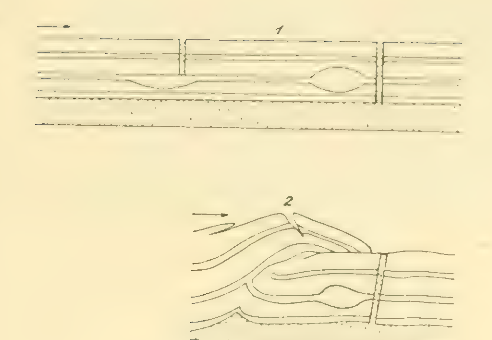
Aus der Tatsache, daß wir nur Falten und Überschiebungen, aber keine Brüche und Verwerfungen erhalten haben, läßt sich vielleicht schließen, daß erstere durch horizontale Druckkräfte, Zusammenschub der Erdkruste durch Kontraktion,



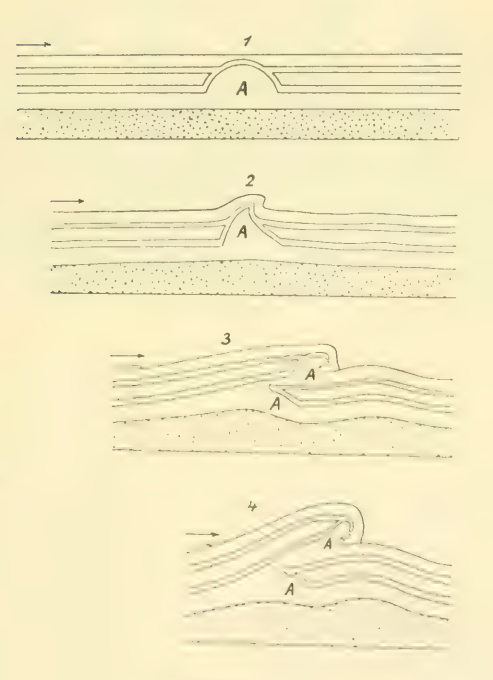
Blatt 4.
Überschiebung mit Stauchungsfaltung.
Im Modell: 1 : 50000.

letztere durch Zerrung bei lokaler Dilatation entstehen[1]). Ob diese Zerrung gleichzeitig mit den Faltungen erfolgte oder eine spätere Nachwirkung eines intensiven Faltungsprozesses ist, läßt sich wohl aus den Naturbeobachtungen bisher nicht sicher entnehmen. Das Verhalten des Modells würde möglicherweise für die zweite Auffassung sprechen. Doch müßten mehr Experimente an einem größeren Modell gemacht werden,

[1]) Man müßte zu dem Zweck im Modellkasten (Fig. 1) etwas flüssigen Untergrund unter Druck eingießen und so eine Hebung und Ausdehnung bewirken.



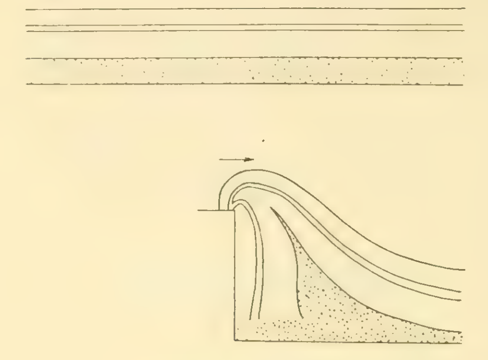
Blatt 5.
Im Modell: 1 : 50000.



Blatt 6.
Im Modell: 1 : 50000.

und namentlich der Verlauf der obersten Schicht durch Farbschichten besser hervorgehoben und untersucht werden.

Die Plastizität der Modellsubstanzen hängt sehr stark von der Temperatur ab. Die angegebenen Rezepte gelten



Blatt 7.
Einzelne Falte an Hinderniss.
Im Modell: 1 : 25000.

für 18° C. Zimmertemperatur. Hält man eine kleinere Plastizität oder innere Reibung als wir sie angenommen haben für richtig, so kann man die gleiche Modellsubstanz bei 14° verwenden, die halbe Plastizität erzielt man etwa bei 8°.

Anhang II.

Zur Plastizität der Gesteine.

L. Milch[1]) hat eine Besprechung der Untersuchungen über Plastizität der Mineralien und Gesteine gegeben; auf diese sei verwiesen. Wir wollen hier nur die Grundlagen für die Zahlenangaben im vorigen Teil und unsere Ansichten darlegen, soweit sie von denen von L. Milch verschieden sind.

Wir machen zunächst die Annahme, daß bei der eigentlichen dynamometamorphen Umformung der Gesteine 500° nicht überschritten werden; die Gründe hierfür wollen wir a. a. O. darlegen. Daß schon bei gewöhnlicher Temperatur eine plastische Umformung von Steinsalz, Sylvin, Kalkspat

1) L. Milch: Geol. Rundsch. II, 1911, S. 145.

möglich ist, haben die Versuche von F. KICK, F. RINNE, F. D. ADAMS gezeigt; also sind auch die aus ihnen bestehenden Gesteine plastisch deformierbar. Andrerseits haben die Versuche von F. D. ADAMS ebenso klar gezeigt, daß bei Zimmertemperatur und 15000 kg p. qcm und bei 450° und einem Druck von 6750 kg p. qcm[1]) kleine Öffnungen im Granit sich nicht schließen, daß also dies Gestein auch bei solchem Druck und hoher Temperatur nicht plastisch ist.



Fig. 2.
Gestreckte Konglomerate von Quarziten bei Ulvensrand und Mörketjern (Bergen). Die letzteren sind am stärksten gedehnt (das 2. Stück von links); die beiden großen Durchmesser des Ellipsoides verhalten sich zu dem kleineren wie 6 : 1.

ADAMS konnte andrerseits Granit durch einen Druck von etwa 8000 kg p. Atm.[2]) umformen, ohne daß der Granitblock seinen Halt verloren hatte. Demnach findet ein eigentliches Fließen des Gesteines, wie man es an Metallen, Steinsalz usw. beobachtet, nicht statt. Die Mineralien werden nur zertrümmert, verschoben und durch den Druck ineinander verzahnt. Der Verf. steht da auf demselben Standpunkt, den E. WEINSCHENK

[1]) F. D. ADAMS: Journ. of Geol. XX, 1912, S. 115.
[2]) F. D. ADAMS: Journ. of Geol. XVIII, 1910, S. 523.

einnimmt. Den nämlichen Vorgang benutzt die Technik, um mit hydraulischen Pressen Pulver und Fasern zu solidem Material zu formen. — F. D. ADAMS erkannte auch unter dem Mikroskop die Zertrümmerung und Verschiebung der Mineralbruchstücke ganz deutlich[1]). Dasselbe gilt von den deformierten Silikatgesteinen in der Natur. Man hat da allerdings vielfach von undulös auslöschendem Quarz in dem Sinne gesprochen, daß man eine plastische Verbiegung von Quarzkrystallen annimmt. Ich habe die stärkst deformierten Quarzitgerölle von Mörketjern und Ulvensrand bei Bergen, die H. REUSCH beschrieben hat, daraufhin untersucht. Diese sind einer variablen Streckung ausgesetzt gewesen. An einem Aufschluß sind sie

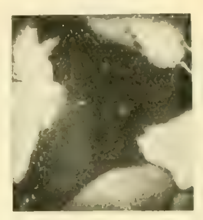


Fig. 3.
Scheinbar undulös auslöschender Quarz aus den Quarzconglomeraten (Bergen) bei geeigneter Beleuchtung und 200facher Vergrößerung. Man sieht die scharfen Grenzen.

nur wenig deformiert (vgl. Fig. 2 die beiden Gesteinsstücke rechts); sie gehen allmählich in immer stärker deformierte über (vgl. Fig. 2 die beiden Stücke links). Wenn man im Dünnschliff die einzelnen Quarzkörner untersucht, so zeigen viele eine undulös kontinuierlich wechselnde Auslöschung. Bringt man aber den Dünnschliff auf einen Theodolithtisch nach FEDOROW, so kann man durch Drehen um die zwei Horizontalachsen stets scharfe Grenzen zum Vorschein bringen; dieselbe Erscheinung ist von den Zwillingsebenen der Plagioklase her bekannt. Der kontinuierliche Übergang zwischen zwei Auslöschungsrichtungen ist also nur scheinbar; er beruht auf der schrägen Lage der Grenzebene gegen den Schnitt. Durch Drehen kann man die Grenzebene vertikal stellen. Fig. 3 zeigt solche scharfe, sogar fast geradlinige Begrenzungen in einem scheinbar undulös auslöschenden Quarzkorn. Ähnliches gilt für die Feldspäte. Die Plastizität des Granits ist also nicht von derselben Natur wie die des Kalksteins, da sie

[1]) F. D. ADAMS: a. a. O., S. 521.

nicht durch die Mineralien selbst verursacht, sondern eine Zertrümmerung der Bestandteile mit darauffolgender Verkittung oder Verzahnung ist. Daher stellen die Mylonite die eigentliche Facies mechanisch umgeformter Silikatgesteine dar[1]). Besonders gern findet ein Gleiten der Mineralkörner längs der Glimmerblättchen statt; der Glimmer wird zerfasert, und es tritt eine mechanische Parallelstruktur ein.

Fragen wir uns nach dem Minimaldruck, bei dem eine Umformung eines Gesteines eintreten kann, ohne daß seine Festigkeit wesentlich leidet, so sieht man, daß ganz unabhängig von der Natur des Vorganges die Forderung besteht, daß der allseitige Druck das Zerbrechen verhindern, also etwas größer als die Bruchfestigkeit sein muß. Diese Überlegung ist zuerst von A. HEIM angestellt worden[2]). Die Umformung erfolgt dann, wenn der Druck nach einer Seite größer ist, und er muß m. E. wieder etwas größer sein als der Druck, der Bruch hervorruft. Wenn also für Marmor nach den Versuchen von F. RINNE und H. PRANDTL[3]) die Bruchfestigkeit bei einseitiger Belastung etwa 1000 kg p. qcm ist, so ist zur plastischen Umformung ein allseitiger Druck von 1000 kg p. qcm und einseitiger Überdruck von nochmals 1000 kg nötig. Ein allseitiger Druck kann aber nur bei entsprechender Überlastung zustande kommen. Darauf beruhen die S. 72 angegebenen Zahlen. Ähnliche Daten dürften für grobkörnigen Dolomit gelten. — Für feinkörnigen, nicht ganz reinen Kalkstein, z. B. Solnhofer Schiefer, liegt die Grenze für die Druckfestigkeit, wie F. D. ADAMS[4]) fand, höher: bei etwa 2200 kg p. qcm. Zur Umformung wäre also der allseitige Druck dadurch gegeben, der einseitige müßte das Doppelte betragen. Bei 450° trat plastische Umbildung mit Schließen von Hohlräumen unter etwa 6700 kg p. qcm, also vermutlich einem allseitigen Druck von etwa 3300 kg p. qcm, ein. Der zur Umformung genügende Druck ist nicht angegeben[5]). — Für Granit ist nach ADAMS die Druckfestigkeit etwa 1600 kg p. qcm, die Umformung tritt aber erst bei 8000 kg p. qcm[6])

[1] Außerdem existiert noch eine andere Umformung bei Gegenwart heißer Lösungen. Da werden Plagioklas und Biotit chemisch angegriffen und umgewandelt: Das bedingt Plastizität durch chemische Dynamometamorphose.

[2]) Vgl. auch F. RINNE: N. Jahrb. Min. 1903, I, S. 177.

[3]) F. RINNE: N. Jahrb. Min. 1907, I, S. 13.

[4]) F. D. ADAMS: Journ. of Geol. XX, 1912, S. 108.

[5]) F. D. ADAMS: a. a. O., S. 520.

[6]) F. D. ADAMS: a. a. O., S. 523.

einseitigem Druck ein; danach wäre ein allseitiger Druck von 4000 kg p. qcm als nötig zu vermuten. Wir haben, weil man bei den Versuchen von ADAMS nicht leicht genau den wahren allseitigen Druck und den Einfluß der äußeren Reibung abschätzen kann, einen allseitigen Druck von 2000 kg p. qcm als genügend angenommen. Es mag sein, daß die Annahme von A. HEIM, auf die wir uns hierbei stützen, nicht ganz zutrifft, und daß die größeren Zahlen von ADAMS zugrunde zu legen sind. Doch dürfte, wenn ein Granit glimmerreich ist, und eine gleitende Bewegung längs der Blättchen zustande kommt, die innere Reibung, die sich dieser Umformung entgegenstellt, kleiner sein als die bei der Kompression von Säulen. In der Natur finden wir standfeste Granitmylonite in Tiefen, die sicher nicht über 10 km betragen, und also eine allseitige Belastung von nicht über 2000 kg p. qcm bewirkt haben können.

---

6. Der Gebirgsbau der lombardischen Alpen.

Von Herrn H. RASSMUSS.

(Mit 4 Textfiguren.)

Vortrag vom 6. November 1912.

Literatur.

Es sind nur die auf die Tektonik bezüglichen speziellen Arbeiten hier angeführt. Die im Text in Klammern beigefügten Zahlen verweisen auf die entsprechende Nummer dieses Verzeichnisses.

1. AIRAGHI, C.: Il Giura tra il Brembo e il Serio. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Milano 1897.
2. DE ALESSANDRI, G.: Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Milano 1899.
3. — Il gruppo del Monte Misma. Ebenda, Bd. 42, Milano 1903.
4. — Sezioni geologiche attraverso il gruppo de Mte. Misma. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Bd. 43, Milano 1904.
5. BALTZER, A.: Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. u. Paläont. Abh., hrsg. v. KOKEN, Jena 1902.
6. BECKER, H.: Carta geologica dell'Alta Brianza 1:86400. Milano, Sacchi, 1894.
7. — Brianza. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1895.
8. BENECKE, E. W.: Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. III, 1884.
9. v. BISTRAM, A.: Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XIV, 1903.

10. Bittner, A.: Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. 31, Wien 1881.
11. — Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. Ebenda, Bd. 33, Wien 1883.
12. — Überschiebungserscheinungen in den Ostalpen. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1894.
13. Bonarelli, G.: Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo. Atti R. Acc. Sc. di Torino, Bd. XXX, 1894.
14. Bussandri, G.: Osservazioni stratigrafiche sul Monte Barro. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Bd. 49, Milano 1910.
15. Cacciamali, G. B.: Rilievi geotectonici tra il lago d'Iseo e la Val Trompia. Comm. Ateneo di Brescia 1906.
16. — Complemento dei rilievi geotectonici usw. Ebenda 1908.
17. — Costituzione geologica del Mte. Maddalena. Ebenda 1899.
18. — Studio geologico della regione Botticino-Serle-Gavardo. Ebenda 1904.
19. — La Geologia Bresciana alla luce dei nuovi concetti orogenici. Ebenda 1911.
20. — Struttura geologica del Gruppo del Guglielmo. Ebenda 1912.
21. — Revisione della geologia Camuna. Ebenda 1912.
22. — Una frattura con sovrascorrimento in Val Camonica. Boll. Soc. Geol. Ital. 1909.
23. — Una falda di ricoprimento tra il lago d'Iseo e la Val Trompia. Ebenda 1910.
24. — La falda di ricoprimento del Mte. Guglielmo con premesso schizzo tectonico della Lombardia orientale. Ebenda 1912.
25. — Studio geologico dei dintorni Collio. Comm. Ateneo di Brescia 1903.
26. Corti, B.: Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla regione compresa fra i due rami del lago di Como e limitata a sud dai laghi della Brianza. Boll. Soc. Geol. Ital., Bd. XI, 1893.
27. Cozzaglio: Osservazioni geologiche sulla Riviera Bresciana del lago di Garda. Boll. Soc. Geol. Ital. 1891.
28. — Ricerche sulla topografia preglaciale e neozoica del lago di Garda (tav. II). Comm. Ateneo di Brescia 1902.
29. Curioni, G.: Geologia applicata delle provincie Lombarde. Bd. I. II. Milano 1877. Mit Karte 1 : 172800.
30. v. Hauer, F.: Erläuterungen zu einer geologischen Übersichtskarte der Lombardei mit kol. Karte. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. IX, Wien 1858.
31. Heim, A.: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. Geol. Nachl. 15, Naturf. Ges. Zürich, 1906.
32. Mariani, E.: Appunti geologici sul secondario della Lombardia, occidentale. Atti Soc. It. Sc. Nat., Bd. 43, Milano 1904.
33. Paravicini, G.: Contribuzione alla conoscenza geologica dell'Alta Brianza. Manuskriptdruck, Milano 1899.
34. Philippi, E.: Beitrag zur Kenntnis des Aufbaues der Schichtenfolge im Grignagebirge. Diese Zeitschr. 1895.
35. — Geologie der Umgegend von Lecco und des Resegonemassivs. Ebenda, Berlin 1897.
36. Porro, C.: Le Alpi Bergamasche, carta geol. 1 : 100000 con note ill. Milano 1903.
37. — Note geologiche sulla Alpi bergamasche e bresciane. Rend. R. Ist. Lomb., Milano 1911.
38. Rasetti, E.: Il Monte Fenera di Valsesia. Boll. Soc. Geol. It. 1897

39. RASSMUSS, H.: Zur Geologie der Alta Brianza. Zentralbl. Min. 1910.
40. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. Geol.-Paläont. Abh., hrsg. v. KOKEN, X, 5, Jena 1912.
41. — Zur Geologie der Vall'Adrara. Diese Zeitschr. 1912.
42. REPOSSI, E.: Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Milano 1902.
43. SALOMON, W.: Die Adamellogruppe. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1908–10.
44. SCHMIDT, C. und STEINMANN, G.: Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano. Eclog. geol. Helv., Bd. II, Lausanne 1890.
45. SCHMIDT, C.: Zur Geologie der Alta Brianza. C.-R. VI. Congr. géol. int. Zürich 1894.
46. TARAMELLI, T.: Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Bern 1880.
47. — Carta geologica della Lombardia 1:250000 con spiegaz. Milano 1890.
48. — Di alcune condizioni tettoniche della Lombardia occidentale. Boll. Soc. Geol. It. 1902.
49. — Considerazioni a proposito della teoria dello Schardt nelle regioni esotiche delle Prealpi. Rend. R. Ist. Lomb., Bd. **31**, Milano 1898.
50. — I tre laghi con carta geolog. Milano 1903.
51. — Sulla tectonica del Verbano. Rend. R. Istit. Lomb., Milano 1911.
52. TILMANN, N.: Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Diss., Bonn 1907.
53. — Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Mte. Guglielmo. Diese Zeitschr. 1909.
54. TOMMASI, A.: Alcune osservazioni stratigrafiche sui Corni di Canzo e dintorni. Rend. R. Ist. Lomb., Milano 1882.
55. TORNQUIST: Geologischer Führer durch das oberitalienische Seengebirge. Berlin 1902.
56. VARISCO, A.: Carta geologica della provincia di Bergamo con note illustr. Bergamo 1881.
57. WILCKENS, R.: Beitrag zur Tektonik des mittleren Ogliotales. Diese Zeitschr. 1911.

Die Alpengeologie wird gegenwärtig von der Theorie des einseitigen Schubes beherrscht. In kühner Konsequenz hat diese zu der großartigen Konstruktion der Überschiebungsdecken geführt, die ein gewaltiger einseitiger Schub von Süden her übereinandergetürmt haben soll. Die ostalpine Decke überlagert die lepontinischen und helvetischen Decken der Westalpen. Ein asymmetrischer Bau kennzeichnet die Faltengebirge. Die südlichen Kalkalpen, deren Bewegung nach Süd gerichtet ist, werden daher von EDUARD SUESS[1]) von den Alpen abgeschieden und mit den dinarischen Ketten zu den Dinariden zusammengefaßt, die sich nach Osten in den Tauriden nach Asien fortsetzen. Während die Alpiden, im Rahmen der präpermischen Gebirge posthum gefaltet, sich durch ihre Be-

[1]) Das Antlitz der Erde.

wegungsrichtung von dem asiatischen Bau der Altaiden unterscheiden, behalten die Dinariden das kennzeichnende Merkmal der asiatischen Grenzbögen in der Bewegung nach Süden bei. Erkennt E. SUESS damit den Südalpen eine gewisse Gleichstellung mit den Nordalpen zu und versucht die Einseitigkeit des Baues der Gebirge durch die scharfe und vollständige Trennung dieser beiden Gebirgsteile aufrecht zu erhalten, so versuchen neuere Arbeiten von TILMANN (52,53) und R. WILCKENS (57) wiederum, auf ältere Ansichten von SUESS zurückgreifend, die südlichen Kalkalpen nur als ein Absenkungsgebiet der Alpen zur Poebene und Adria anzusehen und intensivere nach Süd gerichtete tangentiale Kräfte zu leugnen.

Ich habe am Ende meiner Arbeit über die südöstliche Alta Brianza (40) den Gebirgsbau der lombardischen Alpen kurz zu schildern versucht; weitere Untersuchungen, die ich in den Bergamasker und Brescianer Alpen ausführte, sowie neue wichtige Arbeiten des hochverdienten Brescianer Geologen G. B. CACCIAMALI erlauben jetzt ein vollständigeres Bild zu geben.

Die Grenze der Dinariden gegen die Alpen wird nach E. SUESS durch jene „Narbe" bezeichnet, die in mehr als 400 km Länge von Jvrea im Westen bis zum Bachergebirge im Osten sich verfolgen läßt. Ihr entspricht eine Intrusivzone granodioritischer Gesteine und ein Gürtel tiefgreifender Dislokationen.[1]) Die Grenzlinie verläuft von Ivrea längs des Amphibolitzuges zum Lago Maggiore nach Bellinzona, quer hinüber zum Comer-See, folgt dem Veltlin bis Stazzone, der Tonale-Linie bis Dimaro, wo sie sich mit der Judicarien-Linie vereinigt und biegt dann über Meran und Bruneck in den Gailbruch ein. Das also nach Süden abgetrennte Gebiet zerfällt durch eine weitere Grenze, die der Richtung und Lage des Garda-Sees entspricht, in die lombardischen Alpen im Westen, die Venezianer Alpen im Osten, die sich durch verschiedene Sedimentausbildung schon vom Perm an unterscheiden. Ebenso ist der Gebirgsbau verschieden.

Die lombardisch-judicarischen Alpen zwischen Lago Maggiore im Westen und Garda-See—Sarca—oberes Etschtal im Osten bilden insgesamt einen gegen Südsüdost deutlich konvexen Bogen, dessen äußerste Wölbung etwa

[1]) SUESS: III 1. S. 422: SALOMON: Über Alter, Lagerungsform und Enstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. TSCHERMACKS Mineral. petrogr. Mitteil. 1897. SALOMON: Die Adamellogruppe. Wien 1908—10.

bei Brescia liegt (vgl. Carte geolog. internat. de l'Europe 1 : 1,5 Mill. Bl. 31 und Fig. 4). Die Bogenform ist der natürliche Ausdruck des tangentialen Gebirgsdruckes, wobei wir mit SUESS die Kraft im Zentrum, den Schub von innen nach außen, also hier von Nord nach Süd annehmen müssen. Das Zurückweichen des Bogens im Osten und Westen mag mit einer Hemmung durch die starren Porphyrplatten von Bozen und Lugano zusammenhängen.

Der Gebirgsbogen der lombardischen Alpen zeigt sich selbst wieder aus einer Anzahl kleinerer Bögen girlandenförmig zusammengesetzt, wie die Betrachtung einer geologischen Übersichtskarte (TARAMELLI: Carta geologica della Lombardia 1 : 250 000) lehrt (vgl. auch Fig. 4). Wie der asiatische Bau im großen in eine Scharung und Kettung nach außen konvexer Faltenbögen zerfällt[1]), so zergliedert sich der lombardische Bogen im kleinen in eine Reihe von Teilbögen. Der ungleichen Intensität des von der Innenseite wirkenden Gebirgsdruckes, der unmöglich — schon wegen der ungleichförmigen Zusammensetzung der Erdrinde — sich in einem ganzen Erdringe zu gleicher Stärke entfalten kann, entspricht das Vor- und Zurückschreiten der Faltenwelle, dem Auf- und Abschwingen der Faltenachse in der vertikalen Komponente vergleichbar. Wir unterscheiden die Bögen Val Margorabbia—Varese—Mendrisio; Mendrisio—Como—Canzo. Diesem liegt im Süden der Bogen Mte. Barro—Erve vor. Es folgt die prächtige Girlande des Albeuza—Erve—Caprino—Almenno, dann ein mehr gradliniger Verlauf bis zur Val Cavallina. Der Iseo-See wird von dem Iseo-Bogen umkränzt (41). Von dort schwingt sich ein weiter Bogen zum Garda-See.

Einzelne dieser Faltenbögen zeigen sich randlich in eine Reihe schräg zur Gesamtrichtung streichender Wellen zerlegt, eine Erscheinung, die HAYDEN[2]) an der Front Range als „folds en échelon", E. SUESS[3]) als Kulissenfalten" bezeichnet hat. V. STAFF[4]) und KRONECKER haben eine solche Einbiegung des Schichtstreichens vom Tornagotal am Ostende des Albenzagewölbes beschrieben. Wahre Musterbeispiele dieser Zergliederung des Alpenrandes konnte ich am Iseo-Bogen beobachten (41). Während das Innere des Bogens im Westen des Iseo-Sees einen verhältnismäßig ruhigen

[1]) SUESS: Bd. I.
[2]) Atlas of Colorado.
[3]) Antlitz der Erde III, 2, S. 438 ff.
[4]) v. STAFF: Über Kulissenfalten. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXX, 1910.

Bau zeigt, bäumen sich zum Alpenrande immer neue, schief streichende Sekundärgewölbe auf, die, vom Vorland von Süden aus gesehen, wie echte Kulissen hintereinander sich aufbauen (vgl. Karte, diese Zeitschr. 1912, S. 339.) Vor das Mismagewölbe tritt nach der Einbiegung von Grone (Mulde von S. Antonio) das Bronzone-Gewölbe, vor dieses nach der Mulde von Viadanica das Predoregewölbe, das sich durch die Canzano-Einbiegung in zwei Kulissen zweiter Ordnung teilt. Nach der Einbiegung des Schichtstrichens, die jetzt vom See von Sarnico, dem westlichen Zweige des Iseo-Sees erfüllt ist, dringt das Gewölbe des Mte. Alto von neuem in die Ebene vor. Dann biegt der Iseo-Bogen zur Val Trompia zurück.

Die Zersplitterung des Faltenbogens in seitliche Kulissen findet nur in einer tangentialen, von innen nach außen, d. h. hier von Nord nach Süd, wirkenden Kraft ihre Erklärung, wie v. STAFF[1]) gezeigt hat. AMPFERER[2]) hat dargetan, daß bei nicht kreisförmigem Umriß einer vorwärts bewegten Scholle das Streichen der Falten schräg zum Schollenrande gerichtet ist, da die Falten sich senkrecht zu den Kraftstrahlen, den Verbindungslinien mit dem Schwerpunkt dieser Scholle, anordnen. Faßt man den nach Süd vordringenden Faltenbogen als eine einheitlich bewegte Scholle auf, so wird man zum Verständnis der schief streichenden Randfalten auch diese Erklärung heranziehen können.

Weist die äussere Form des Gebirgsbaues der lombardischen Alpen, der nach Süden konvexe Bogen mit seinen Girlanden und Kulissen, auf einen von Norden drängenden tangentialen Schub hin, so wird diese Anschauung durch das Studium der Struktur vollauf bestätigt. Der lombardische Bogen ist durch eine fortlaufende Reihe nach außen, also ungefähr nach Süden gerichteter Überschiebungen gekennzeichnet. Konnte die Form der Architektonik auch der eines Zerrungsgebirges, hervorgerufen durch einen Zug von Süden, ähneln, so wird diese Annahme durch die Struktur scharf widerlegt. Bei einer Zerrung müßte man Anzeichen von Ausdehnung im Schichtenbau erwarten, hier findet man die Beweise stärkster Zusammenpressung, wie den Schuppenbau von Canzo oder die Verknetungen in der Ravellamulde (40). Diese Tatsachen schließen auch die Entstehung durch „ein allgemeines Einsinken des Gebirges nach Süden" (52) aus.

[1]) a. a. O.

[2]) AMPFERER: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 56, Wien 1906, S. 574, ein Hinweis, den ich Herrn v. STAFF verdanke.

Eine kurze Schilderung des Schichtenbaues möge zur Erläuterung dienen. Die südlichen Kalkalpen beginnen an der Val Sesia in Gestalt einzelner Kalkschollen. Die flach lagernde Trias-Liasscholle des Mte. Fenera ist die wichtigste (38). Zwischen Lago Maggiore und Lago di Lugano, wo die Kalkzone noch auf einen schmalen Streifen beschränkt ist, und der permische Quarzporphyr große Flächen einnimmt, finden sich nur durch Verwerfungen zerlegte Schollen, zwischen denen das Grundgebirge noch öfters hervortritt. In dem Liasgebiet zwischen Luganer- und Comer-See haben uns REPOSSIS Untersuchungen (42) bisher nur aufrechten Faltenbau und Ost—West streichende Verwerfungen kennen gelehrt.

Je weiter wir von Westen nach Osten vorschreiten, je breiteren Raum die Südalpen gewinnen, um so freier können sich die tektonischen Kräfte entfalten, um so mehr treten die Verwerfungsbrüche zurück, die im Westen in der schmalen Absenkungszone am Bruchrande der krystallinen Alpen gegen die Poebene, natürlich die Hauptrolle spielen müssen. Am Comer-See, in der Alta Brianza, tritt der tangentiale, von Norden kommende Gebirgsdruck zum erstenmal in größerer Intensität in Erscheinung. Von Como bis Canzo verläuft eine Überschiebung von Lias auf Kreide, die C. SCHMIDT (45) beschrieben hat. Den östlichen Teil dieser Überschiebung konnte ich genauer untersuchen (40). Auf flacher Überschiebungsfläche lagert der Mittel- und Unterlias auf flyschartiger jüngerer Kreide, die ein vortreffliches Schmiermittel abgegeben hat. Im Liegenden dieser Hauptüberschiebung findet eine vierfache enge Schuppung von Kreide und Jura statt. Ich habe die Intensität des Gebirgsdruckes mit der „Sonnwendphase" FRECHS[1]) verglichen. Nach Osten, wo eine mächtige Riffbildung des oberrhätischen Korallenkalkes einsetzt und dem Gebirgsdruck ein Hindernis entgegengestellt hat, hört die Überschiebung auf: wir finden nur im Südschenkel der Ravellamulde eine innige Verknetung und Verquetschung der Schichten. Der Riffkalk selbst ist zu einem nach Süd überstürzten Spezialgewölbe, das an ähnlich gebauten Falten in den Nordalpen erinnert, zusammengestaut (Fig. 1). Dafür treten hier in einer südlicheren Zone Überschiebungen auf. Am Prasanto, wo die Schichten in prächtige Falten gelegt sind, ist zwischen zwei nach Süden überliegenden Gewölben ein dritter Antiklinalkern eingezwängt, die Mulden dazwischen sind ausgequetscht und

[1] F. FRECH: Über den Gebirgsbau der Alpen. Petermanns Mitteil. 1908.

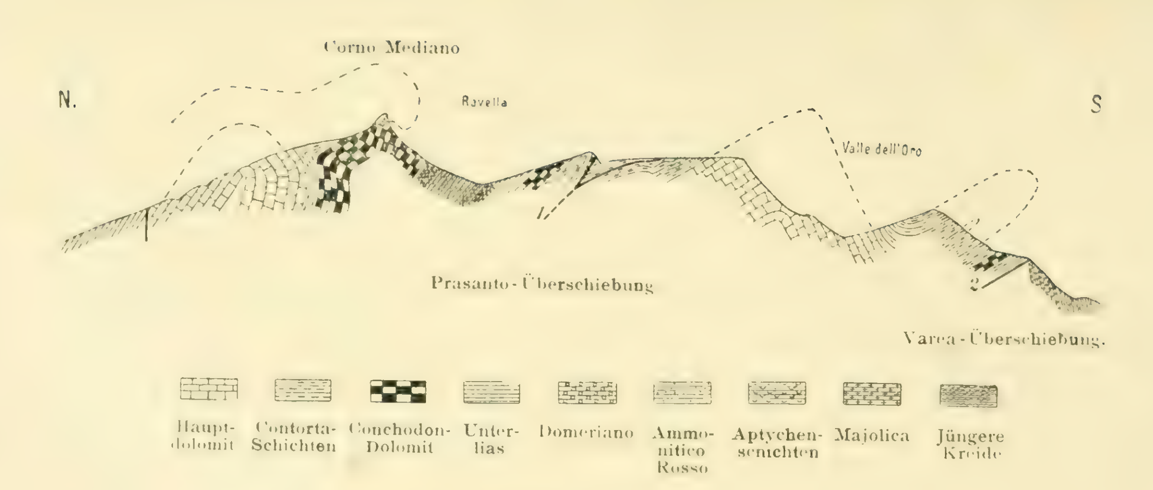


Fig. 1.

Querprofil durch die südöstliche Alta Brianza. 1 : 50000.

durch Überschiebungen ersetzt. Noch weiter südlich, in der Randzone an der Val Varea, ist unterster Lias auf Tithon überschoben, rechts und links an Querverwerfungen abgebrochen, einem plötzlichen Überbranden der Faltenwelle entsprechend. Diese richtet sich dann noch einmal auf, um sich im Mte. Barro noch stärker nach Süden zu überschlagen. Auf einer schrägen Fläche, die die Schichten diskordant abschneidet, ist der Hauptdolomit auf die jüngeren Schichten bis zum Mittellias aufgeschoben. Im Osten treten diese wieder unter dem Hauptdolomit hervor, am andern Ufer des Lecco-Sees sind sie zuerst noch überkippt, um nach der Biegung von Erve im Albenza wieder in ein normales Gewölbe überzugehen. Dafür hat sich der tektonische Druck in der nächstnördlichen Zone ausgelöst — es scheint hier das Gesetz zu gelten, daß die Überschiebungen in den verschiedenen Zonen einander ablösen —, die die unmittelbare Fortsetzung der Ravellaüberschiebungszone bildet. Die Hauptdolomitscholle des Resegone östlich Lecco ist auf oberes Rhät überschoben, wie PHILIPPI (35) nachgewiesen hat. Auf die Resegone-Coltignonescholle türmt sich im Norden die Muschelkalk-Esinokalkscholle der Grigna meridionale, auf diese längs einer dritten Überschiebung der Muschelkalk und Esinokalk der Grigna settentrionale (34). Entsprechend dem Gesteinscharakter der starren Kalkmassen treten hier nicht Faltenüberschiebungen wie in der Alta Brianza, sondern dachziegelförmige Schollenüberschiebungen auf.

Die Überschiebungslinie, die von Como über Canzo bis zum Resegone zu verfolgen war, geht nach Osten in die von PHILIPPI (35) beschriebene Diagonalverschiebung von Morterone über, um am Mte. Aralalta ganz auszuklingen. Die Grignaüberschiebungen laufen nach Osten in die Verwerfung Valtorta-Averara aus (36). Hier hat die Stauung schon im Norden eingesetzt, wo permische Ablagerungen und krystalline — vielleicht paläozoische (43) — Schiefer den Bereich der Südalpen von neuem erweitern. Die krystallinen Schiefer des Vetlin sind an einer Überschiebung, deren flaches Einfallen PORROS Karte (36) deutlich zeigt, kilometerweit auf die permischen Sedimente im Süden überschoben. Der südlich gelegene beherrschende Gipfel der orobischen Alpen, der Pizzo dei tre Signori, ist gleichfalls durch eine Überschiebung gekennzeichnet. Nach Osten macht die Überschiebung der krystallinen Schiefer, die sich zuerst teilt, später einem nach Süd überkippten Faltenbau Platz. Ihr mechanisches Äquivalent ist in der außerordentlich verwickelten, wohl noch nicht klar

erkannten Tektonik der Presolana im Süden zu suchen, die PORRO durch Überschiebungen aus Süden erklärt (36).

Das sich im Osten anschließende Gebiet der oberen Val Camonica hat CACCIAMALI vor kurzem in einer zusammenfassenden Arbeit (21) behandelt. Die krystallinen Schiefer der Zone von Edolo sind nach den Untersuchungen PORROS (37) auf Perm und untere Trias im Süden überschoben. Die Überschiebung geht im Westen aus einer überkippten Falte am Mte. Bognaviso hervor und läuft nach Osten in den Gallinerabruch SALOMONS (43) aus. Sie wird im Norden am Palone di Torsolazzo von zwei weiteren aus verquetschten Falten entstandenen Störungen begleitet, an denen Sericitschiefer und karbonische Konglomerate auftreten. Im Süden von Malonno schließt sich eine vierte nach NW einfallende Störung an. Die Edoloschiefer fallen stets nach NW zur Tonallinie ein, was auf „struttura imbricata“ (Schuppenstruktur) zurückzuführen ist. CACCIAMALI kommt zu dem Schlusse: „Questa tectonica a zolle embricate in senso S—N, ossia a ripetute sovrapposizioni od accavallamenti di serie in senso N—S, non si spiega se non ammettendo tante fratture immergenti a nord con altrettanti sovrascorrimenti di masse da nord a sud.“

Die eigenartig dreieckige Gestalt des krystallinen Gewölbes von Cedegolo hängt wohl mit der Intrusion des Adamelloethmolithen zusammen und kann man vielleicht eine Fortsetzung des Tonalitkernes darunter annehmen (21). Die Lage des Adamello gerade im Zentrum des lombardisch-judikarischen Bogens (vgl. Carte geol. intern.) führt unwillkürlich zu der Vermutung[1]), daß ihm eine gewisse Bedeutung bei der Gebirgsbildung zuzuschreiben sei, besonders da er erst in junger Zeit emporgedrungen ist, wie SALOMONS Untersuchungen nachgewiesen haben. Sind wirklich die alpinen Zentralmassive, deren jugendliches Alter zu beweisen zahlreiche Forscher an der Arbeit sind, nur passiv heraufgetragene[2]) Stücke der Erdrinde?

Im Süden des Adamello dringen die krystallinen Schiefer am weitesten nach Süden vor, einem Gebiet stärkster Emporhebung entsprechend, dessen Zentrum der Adamello bildet. Die Aufwölbung der von pflanzenführendem Perm bedeckten Quarzphyllite des Mte. Muffetto wird im Süden durch die Val Trompia-Linie SUESS' begrenzt. Diese stellt einen meist senkrechten oder steil nach Nord geneigten Bruch dar, zu

[1]) die auch BALTZER (5) ausspricht.
[2]) SUESS: III, 2.

dem Querbrüche hinzutreten (52). Im Osten, in der Gegend von Collio, ist die Tektonik noch nicht geklärt. Die Karte CACCIAMALIS (52) läßt nicht sicher erkennen, ob hier Querbrüche den Verlauf der Grenzlinie beeinflussen, die ungefähr den Isohypsen folgt, oder ob diese in eine Überschiebung übergeht.[1])

Die camunische Triassynkline, die sich zwischen das Westende des Cedegolo- und Muffettogewölbes einschiebt und im Osten an das Adamellomassiv grenzt — vertikale Bewegungen herrschen in dessen Umgebung vor —, wird durch die von WILCKENS (57) erkannte steile Verwerfung Niardo—Val Dezzo

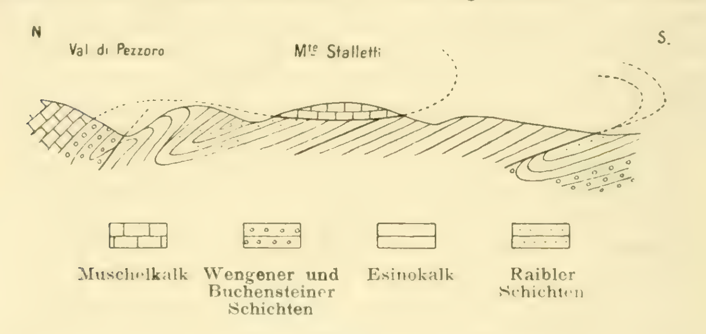


Fig. 2.
Profil durch die Guglielmo-Gruppe (nach CACCIAMALI). 1 : 50000.

zerschnitten. Im Süden folgt ein weniger bedeutender, nach Nord geneigter Bruch, der von Breno nach Westen zu der Val Dezzo verläuft, nach Osten dem Pillobruch SALOMONS entspricht (21).

In den Brescianer Kalkalpen, im Süden der Muffettoaufwölbung, ist eine wichtige langgedehnte Überschiebungslinie von CACCIAMALI erkannt worden. Sie verläuft von Pilzone am Iseo-See über die Punta d'Oro, den Mte. Redendone, Mte. Guglielmo, Castel dell'Asino zum Mte. Ario südlich der Val Trompia. Sie geht aus einer nach Süd überliegenden Falte hervor, deren Mittelschenkel ausgequetscht ist. An der Punta d'Oro ist Lias und Jura auf Kreide überschoben und zum Teil durch die Erosion des Rio Parlo von der — ca. 1 km entfernten — Wurzel gänzlich losgetrennt (15, 23). Nach NO treten, da die hangenden Schichten von der Erosion entfernt

[1]) Ich war durch ungünstiges Wetter und Zeitmangel verhindert, genauere Begehungen dort auszuführen.

sind, ältere Schichten des überschobenen Antiklinalkerns an den Überschiebungsrand: Hauptdolomit überlagert am Mte. Redendone und Mte. Valmala den unter der Kreide auftauchenden Lias (23). In der Mte. Guglielmo-Gruppe (vgl. Profil Fig. 2), von der CACCIAMALI (20) soeben eine Spezialkarte im Maßstab 1 : 25 000 veröffentlicht hat[1]), setzt sich diese Überschiebung in immer älteren Schichten fort. Am Mte. Nistola überlagert Esinokalk den Hauptdolomit des Mte. Lividino. Östlich dringt im Mte. Pergua eine breite Zunge von Esinoriffkalk bis an das Mellatal vor. In geringem Abstande folgt im Norden eine

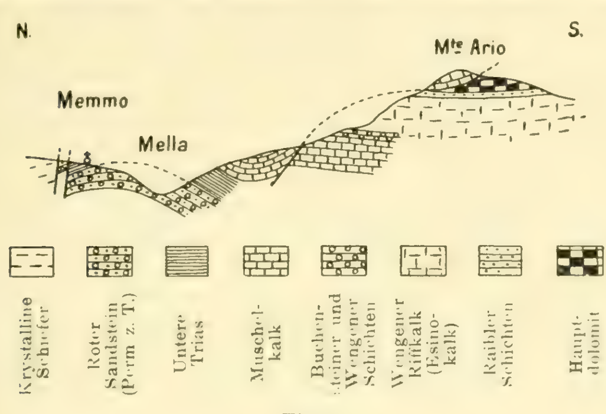


Fig. 3.
Profil durch den Mte. Ario (nach TILMANN). ca. 1 : 66600.

zweite Überschiebung, die nach CACCIAMALI (20) mit 17° nach Norden einfällt. Der Muschelkalk des Mte. Stalletti, auf den sich Wengen-Buchensteiner Schichten und der Esinokalk des Guglielmo-Gipfel legt, ist auf den Esinokalk des Mte. Nistola überschoben. (Fig. 2). Durch die Erosion der Mella weit zurückgeschnitten, setzt sich die Überschiebung wahrscheinlich in der Muschelkalkklippe, die dem Hauptdolomit des Castello dell'Asino auflagert, am östlichen Ufer der Mella fort (20, S. 12, Anm. 1) und geht dann in die von TILMANN (52) beschriebene Überschiebung des Mte. Ario über (Profil Fig. 3).

BITTNER hatte aus seinen Untersuchungen im Val Trompia-Gebiet (10, 11) auf eine aus dem Zentrum des Gebirges gegen

[1]) TILMANN hatte im Jahre 1909 in dieser Zeitschrift 53 den Gebirgsbau des Guglielmo als durch Absenkungsbrüche gekennzeichnet dargestellt.

den Rand hin wirkende Kraft und einen „in gewissem Sinne symmetrischen Bau der Ostalpen“ geschlossen. TILMANN stellt das Gebiet als hauptsächlich von Längs- und Querverwerfungen zerbrochen dar, denen sich im Süden die beiden Antiklinen von Levrange und Vestone anschlössen. Der Verlauf der Mte. Ario-Linie auch im Westen dieses Berges auf TILMANNS Karte (52, Taf. I) beweist deutlich, wie flach diese Störung nach Norden einfällt. TILMANN will, wie früher SUESS, den Gebirgsbau durch Absenkung nach Süden erklären, im Gegensatz auch zu der Annahme einer Hebung des krystallinen Kernes des Muffetto (53, S. 216). Das Vorland der lombardischen Alpen, das Kreideflysch- und Tertiärhügelland im Süden ist aber gar nicht eingesunken, sondern nur weniger gehoben als die Kalkalpen: die Sedimente des Vorlandes lagen ja vorher unter dem Meeresspiegel. Selbst das Pliocän ist am Rande der lombardischen Alpen noch auf 400—500 m gehoben worden und beweist — wie die pliocänen Terrassen im Innern (40, 41) —, daß die Hebung so lange anhielt. Senkungsvorgänge treten erst in den Venezianer Alpen auf.

Der Bau der Bergamasker Voralpen gehorcht demselben Gesetz, zeigt dieselben Merkmale eines Schubes von Norden. Sind in den nördlichen italienischen Kalkalpen mit ihren starren triadischen Kalkmassen die Bewegungen mehr in Schollenverschiebungen vor sich gegangen, so finden dieselben tektonischen Kräfte im südlichen Gebiet plastischerer, meist jurassischer Schichten in überkippten Falten, gesteigert zu Faltenverwerfungen und Überschiebungen, ihren Ausdruck. Am Mte. Canto Alto, der die Fortsetzung des Albenzagewölbes nach Osten bildet, findet nach liebenswürdiger schriftlicher Mitteilung meines Freundes Herrn KRONECKER[1]) eine Wiederholung der mesozoischen Schichtserie durch Überschiebung statt. Die Gruppe des Mte. Misma zwischen Serio- und Cheriotal setzt sich nach DE ALESSANDRI (4) aus einer Reihe nach Süd überschlagener Falten zusammen, bei denen durch Ausquetschung des Mittelschenkels (4, S. 111) Faltenverwerfungen und Überschiebungen entstehen. Der Mte. Misma selbst ist durch eine eigenartige überschobene Liasscholle auf seinem Gipfel ausgezeichnet, die an eine ähnliche Lagerung am Mte. Barrogipfel erinnert. Im Osten des Cheriotales (Val Cavallina) dringt der Iseo-Bogen nach Süden vor, dessen Zergliederung in seitliche Kulissen ich oben beschrieben habe. In dem

[1] der eben mit der Kartierung dieses Gebietes beschäftigt ist.

Winkel zwischen Misma-Gewölbe und Iseo-Bogen wird die Brachyantikline von Zandobbio aufgestaut. Das Bronzone-Mte. Gronegewölbe ist nach Süden überschlagen (41). Die eigentümliche, durch einen Bruch bedingte, viereckige Form des überkippten Predorgewölbes, das gerade am Rande der Kalkalpen — der ja einer Flexur entspricht — gelegen ist, scheint mir auf vertikale Kräfte hinzuweisen, die den Gewölbescheitel auseinanderzerrten.

Der Iseo-See — bzw. sein N—S gerichteter Teil ohne den See von Sarnico —, in dem ich eine Querstörung annehmen muß (41), trennt die westliche in Kulissen zerteilte Hälfte des Iseo-Bogens von der östlichen, in der der Faltenbogen in die oben beschriebene Überschiebung Punta d'Oro-Mte. Redendone übergeht. Die Brescianer Voralpen zeigen weitere Überschiebungen (Mte. Maddalena, 18).

Bei Brescia biegt der Bogen der lombardischen Alpen nach Nordosten zurück. Der Gebirgsbau behält den gleichen Charakter. Der Garda-See wird am westlichen Ufer von einer gewaltigen Überschiebung von Hauptdolomit bis auf Kreide begleitet, die COZZAGLIO schon 1891 beschrieben hat (27). Ihr folgen parallele Überschiebungen im Westen (27, 28, Taf. II). Die Überschiebung des Mte. Baldo am Ostufer des Garda-Sees — mit dem der Übergang zu dem erst später dem Meere entstiegenen Veroneser Tafelland[1]) beginnt — und der ähnliche Gebirgsbau der judikarischen Alpen (10), der durch die breit davorliegende Bozener Porphyrplatte in seiner Entfaltung gehemmt ist, fallen nicht mehr in das zu betrachtende Gebiet der eigentlichen lombardischen Alpen.

Einige Worte über das Alter der Gebirgsbildung mögen meine Schilderung schließen. Als die Theorie des einseitigen Schubes die Herrschaft gewann, und der symmetrische Bau der Ostalpen zertrümmert wurde, suchte man die nach Süd gerichtete Bewegung der Südalpen, als durch das Einsinken der Poebene bedingt, als das Resultat einer pliocänen Rückfaltung anzusprechen. Ja TERMIER[2]) sah in den Dinariden den traîneau écraseur, der den eigentlichen Mechanismus des Nordschubes vollbracht und dann beim „elastischen Rückstoß" nach Süden überkippt war. Die Südbewegung der Südalpen sollte also jünger als die nordalpine Deckenbewegung sein.

---

[1]) Vgl. K. BODEN: Die geologischen Verhältnisse der Veroneser Alpen zwischen der Etsch und dem Tale von Negrar. Beitr. z. Geol. und Paläont. Österreich-Ungarns und des Orients. Wien, 1908.

[2]) La Synthese des Alpes.

Ich habe an anderer Stelle (40, S. 126) nachzuweisen versucht, daß die Hauptaufrichtung der lombardischen Alpen in die oberste Kreide zu versetzen sei. Dies geht einerseits aus den santonianen (2) Geröllablagerungen des Vorlandes — im Gebirge selbst fehlen diese oder zeitliche Äquivalente vollständig —, die bereits triadische Gerölle enthalten, andererseits aus der diskordanten Anlagerung der santonianen und jüngeren Ketten hervor, die auch durch den ruhigen

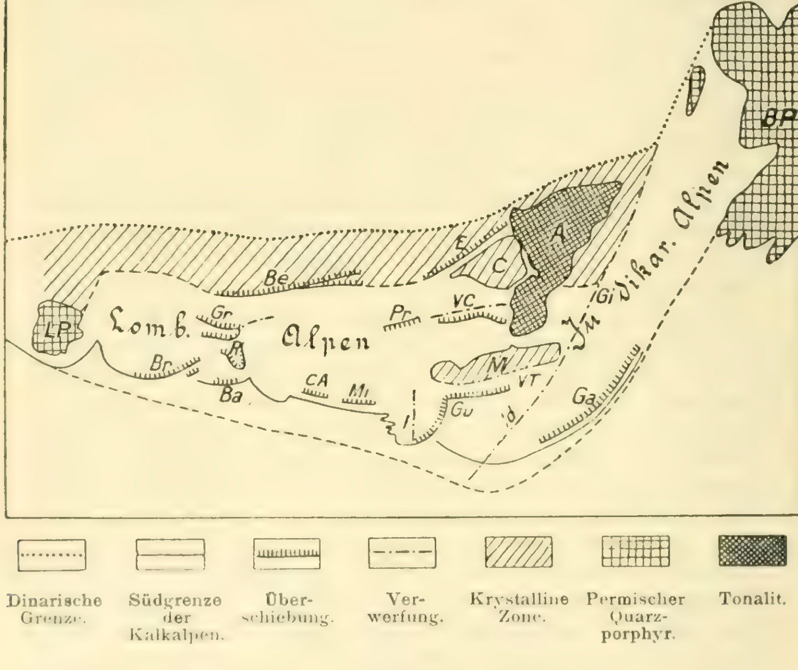


Fig. 4.
Schematische Skizze zur Tektonik der lombardischen Alpen.

A Adamello.
LP Luganer Quarzporphyr.
BP Bozener Quarzporphyr.
C Cedegolo-Aufwölbung.
M Muffetto-Aufwölbung.
Br Brianza-Überschiebungen.
Gr Grigna-Überschiebungen.
Be Bergamasker-Überschiebungen.
R Resegone-Überschiebung.
Ba Barro-Überschiebung.
CA Canto Alto-Überschiebung.
Mi Misma-Überschiebung.
Gu Pta d'Oro-Guglielmo-Ario-Überschiebung.
Ga Garda-See-Überschiebung.
Pr Presolana-Überschiebung.
E Überschiebung der krystallinen Schiefer von Edolo.
I Iseo-Bogen.
VC Val Camonica-Bruch.
VT Val Trompia-Linie.
Gi Giudicarien-Linie.
Id Idro-Linie.

Bau von den Kalkalpen deutlich abweichen. Ich habe drei Phasen der Faltung unterschieden, in denen, von Erosionsperioden unterbrochen, stets neue Ketten dem Hauptgebirgskörper angegliedert wurden.

Die Schweizer Molasse, die älter als die helvetischen Decken sein soll[1]), enthält zahlreiche südalpine Gerölle, die nicht von der Klippendecke abgeleitet werden können[2]) — ebensowenig wie die exotischen Blöcke des Flysch, die vielleicht bis in das Obersenon herabreichen[3]) — sondern das Vorhandensein eines südalpinen Gebirges — wahrscheinlich schon im Obersenon — voraussetzen. Dieses muß also auch aus diesem Grunde älter als die nordalpinen Deckenbewegungen sein.

7. Nachträgliche Bemerkungen zu meiner Kritik der LACHMANNschen Ekzemtheorie.

Von Herrn E. HARBORT.

Berlin, November 1913.

Herr LACHMANN[4]) hatte in seinen letzten Ausführungen in unserer Kontroverse auf meine wiederholte Anfrage an ihn, welches denn die physikalisch-chemischen Kräfte der von ihm behaupteten autoplasten Salzbewegungen wären, geantwortet: „Im übrigen kann ich auch heute noch nicht Herrn HARBORT zufriedenstellen, wenn er dargelegt haben will, mit welchem physikalischen Namen die Salzauftriebskräfte abgestempelt werden müssen. Nach Kraftgröße und Ablauf scheint mir manches in die Gruppe der osmotischen Kräfte zu weisen, über die ja allerdings selbst unter den Physikern keine gemeinsame Vorstellung existiert. Wie weit sich hier die

[1] ARN. HEIM: Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrschrift d. Naturf.-Ges., Zürich 1906.

[2]) ARN. HEIM: Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. Ecl. geol. Bd. IX. 1907.

[3]) ARN. HEIM a. a. O. S. 422.

[4] R. LACHMANN: ERICH HARBORT im Streit gegen die Ekzeme. Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. S. 491.

Laboratoriumsbegriffe und die Erscheinungen in der Natur entgegenkommen, bleibt anderweitig auszuführen. Doch muß daran festgehalten werden, daß der Geologe zunächst nicht theoretische Erwägungen, sondern Beobachtungen zu sammeln hat." Dem Schlußsatz des Herrn LACHMANN stimme ich durchaus bei, nur meine ich, daß er selbst dieses Axiom nicht befolgt, wenn er seine Theorie auf die Annahme von Kräften stützte, deren Existenz und Wirken überhaupt noch zu beweisen war und deren Wesen er noch viel weniger erkannt hatte. Der Kernpunkt unseres ganzen Streites lag nun aber gerade in der Frage, ob die heutige Erscheinungsform vieler unserer Salzlagerstätten als autoplaste oder heteroplaste Gebilde zu deuten ist, d. h. ob die Formveränderungen der ursprünglichen Salzablagerungen im wesentlichen durch innere oder von außen her wirkende Kräfte anzunehmen sind. Nach LACHMANN wirkten ausschließlich endogene Kräfte an der Umformung der Salzlagerstätten, das Endprodukt sind seine autoplasten Exzeme; nach meiner Auffassung sind es dagegen exogene Kräfte, in erster Linie der Gebirgsdruck, gewesen, das Endprodukt sind heteroplaste Gebilde, keine Geschwüre, sondern allenfalls Quetsch- oder Druckwunden der Erdhaut. Bei dieser diametral entgegengesetzten Stellungnahme wäre es im Interesse der Sache zwecklos gewesen, die Diskussion weiter fortzusetzen, zumal da Herr LACHMANN nur wenig Hoffnung zu haben schien, selbst in absehbarer Zeit eine physikalisch-chemisch einleuchtende Erklärung für seine Theorie geben zu können. Wenigstens erweckten seine Worte (S. *491*): „Wir können dann in Ruhe zusehen, bis uns die Physiko-Chemiker die Kräfte gegebenenfalls experimentell vorführen, welche diese Riesengebilde Meter um Meter in Hunderttausenden von Jahren emportreiben" . . . , nicht den hoffnungsfreudigen Eindruck, wie seine mehrfachen Ankündigungen, demnächst die physikalisch-chemischen Erklärungen geben zu wollen. Nachdem nun Herr LACHMANN selbst offenbar auf eine physikalisch-chemische Begründung seiner Theorie zu verzichten schien, blieb abzuwarten, ob die Physiko-Chemiker das ihnen in das Nest gelegte Kuckucksei ausbrüten würden, und was dabei herauskäme. Zur allgemeinen Überraschung aber sieht das Junge ganz anders aus, als man nach dem Namen, den sein Vater ihm vorzeitig gab, hätte erwarten sollen. Die LACHMANNsche Ekzemtheorie von Ende 1912 stützt sich jetzt zum großen Teil auf die Annahme e x o g e n e r Kräfte, nämlich den Druck der auf dem Salzgebirge lastenden Deckgebirgsschichten, d. h. also m. E. auf tektonische Kräfte.

ARRHENIUS[1]) und LACHMANN[2]) haben nämlich inzwischen die Ekzemtheorie nach der physikalisch-chemischen Seite hin weiter ausgebaut und sind zu der Vorstellung gekommen (S. 153—157 der in Anm. 2 zitierten Arbeit), daß das Aufsteigen des Salzgebirges durch die überlagernden Deckgebirgsschichten aufzufassen sei als eine Äußerung der Isostasie in der Erdrinde, indem die spezifisch leichteren Salzmassen (Sp. G. 2,16) gegenüber den schwereren Deckschichten (Sp. G. 2,4—2,6) aufwärtsstrebten. „Die Druckunterschiede werden natürlich durch Einwirkung von außen geschaffen. Die Einwirkungen können tektonischer Natur sein oder durch das Grundwasser hervorgerufen werden", da innerhalb der Salzmassen spezifisch leichtere und schwere Salzmassen nebeneinanderliegen, eilen diese verschieden schnell aufwärts, es kommt zu Differentialbewegungen mit Faltungsvorgängen im Gefolge.

Mein Profil vom Rolfsbütteler Salzstock[3]) sowie meine damaligen und späteren Erläuterungen[4]) dazu stimmen in manchen wesentlichen Punkten mit dieser Theorie. Ich führte s. Z. aus, daß das Salzgebirge unter dem Druck der sich ihm auflagernden, sukzessive immer mehr akkumulierenden, mesozoischen und jüngeren Sedimente auf spaltenartigen Hebungslinien aufgestiegen sein müsse. Die Druckkräfte waren im nordhannoverschen Gebiete im Gebiete der am typischsten ausgeprägten Salzhorste vorwiegend vertikal gerichtet, entsprechend der allmählichen Vertiefung des nordhannoverschen Sedimentationsbeckens. Ich vermutete, daß die Salzmassen leicht beweglich wie ein flüssiges Magma gewesen sein müßten, und stützte diese Annahme auf die heute uns entgegentretenden eigenartigen äußeren Erscheinungsformen der Salzkörper sowie auf ihren komplizierten und vielfach unregelmäßig gefalteten inneren Aufbau.

---

[1]) Sv. ARRHENIUS: Zur Physik der Salzlagerstätten. Meddelanden from K. Vetenskapsakademiens Nobelinstitut, Bd. II, Nr. 20, S. 1—25.

[2]) Sv. ARRHENIUS und R. LACHMANN: Die physikalisch chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme. Geolog. Rundschau, Bd. III, Heft 3, S. 139—157.

[3]) E. HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Monatsber. 1910, S. *333*. — (Bem.: Bezüglich des Maßstabes ist beim Umzeichnen ein Fehler untergelaufen, den ich hier berichtigen möchte: statt etwa 1 : 100000 ist etwa 1 : 50000 zu lesen, wie ja ohne weiteres aus den Tiefenangaben der Bohrungen zu entnehmen ist.)

[4]) E. HARBORT: Über RICHARD LACHMANNS Salzgeschwüre. Diese Monatsber. 1911, S. *270* ff.

Wenn Herr LACHMANN nun behauptet, daß meine Annahme einer rein mechanischen Plastizität der Salzmassen ihre leichte Beweglichkeit und das Aufsteigen nicht zu erklären vermöge, weil das Steinsalz in diesem Sinne als relativ spröder Körper zu betrachten sei, so muß ich gestehen, daß ich mir eines Unterschiedes zwischen rein mechanischer Plastizität und Umformbarkeit bei Mitwirkung chemisch-physikalischer Vorgänge, Umkrystallisationen und dynamometamorpher Umbildungen unter dem Einfluß ursprünglich im Salz enthaltener oder später zugeführter Lösungskomponenten früher nicht bewußt geworden bin. Die heutigen äußeren Erscheinungsformen der Salzmassen zwangen mich lediglich zu der Annahme, daß das Salzgebirge leicht beweglich, d. h. plastisch-flüssig, gewesen sein müßte, ich wollte zunächst nur eine deskriptive Darstellung der stattgefundenen Bewegungsvorgänge, weniger eine exakte chemisch-physikalische Erklärung geben.

Die Möglichkeit solcher Umkrystallisationsvorgänge innerhalb der Salzmassen habe ich nie geleugnet, sondern im Gegenteil selbst damit als mit gegebenen Faktoren operiert[1]). Nach allem scheint mir die neue ARRHENIUS-LACHMANNsche Theorie in vielen wesentlichen Punkten den von mir vertretenen Anschauungen durchaus nicht so fern zu stehen, als es zunächst den Anschein hat und in vielen Übereinstimmung zwischen uns zu herrschen. Jedenfalls aber glaube ich, daß durch die bisherigen Diskussionen jetzt wenigstens eine gemeinsame Grundlage geschaffen worden ist, von der aus eine Verständigung möglich erscheint.

Es erübrigt nur, auf einzelne Punkte nochmals zurückzukommen, die Herr LACHMANN auf meine früheren Einwände vorbringt[2]).

Zu 1. Wenn Herr LACHMANN von einer Transgression des Keupers, des Röts, der Münder Mergel usw. über Salzgebirge spricht, so muß ich demgegenüber daran festhalten, daß von einer Transgression dieser Formationen im landläufigen Sinne in den fraglichen Gebieten keine Rede sein kann. Wenn es Herrn LACHMANN gelingen sollte, einwandfrei festzustellen, daß diese Formationsglieder ohne jedwede Dislokationen dem Salzgebirge aufliegen, so wäre er dann doch nur berechtigt, von einer lokalen, übergreifenden Lagerung des Röt, Keupers usw. zu sprechen, nicht aber von Meerestransgressionen. Es würde dann konsequenterweise zu folgern

[1]) E. HARBORT: Diese Monatsber. 1911, S. 275 ff.
[2]) Diese Monatsber. 1911, S. 491 ff.

sein, daß das Salzgebirge die es bedeckenden Triasschichten durchbrochen hat zu einer Zeit, als noch das Triasmeer über den betreffenden Gegenden stand, d. h. aber mit andern Worten, daß diese Salzstöcke submarin bis zum Meeresboden aufstiegen und dann später von den Keuper-, Jura- usw. -schichten überdeckt wurden. Ein einwandfreier Beweis für derartige Lagerungsverhältnisse ist jedoch m. E. bislang von Herrn LACHMANN nicht erbracht; am wenigsten gilt das aber für das Allertal, wo bekanntlich auf dem Salzgebirge Schollen der verschiedenalterigsten Gesteine liegen.

Zu 2. Es wird der Einwand gemacht, daß ein druckflüssig hervorgepreßtes Salz eine vollkommene Vermischung aufweisen müßte. Daß eine solche Vermischung der Komponenten des Salzgebirges stattgefunden hat, glaube ich aus der so unendlich mannigfaltigen petrographisch-mineralogischen Zusammensetzung der Salzgesteine schließen zu können. Die Untersuchungen VAN T' HOFFs haben uns ja gezeigt, daß die uns in den heutigen Salzlagerstätten entgegentretenden Gemenge von Salzmineralien nicht den ursprünglichen, durch chemische Präzipitationen auf dem Boden des Zechsteinbeckens entstandenen Salzgesteinen entsprechen. Es müssen also notwendig Wanderungen der einzelnen stofflichen Bestandteile, Vermischungen und Umsetzungen stattgefunden haben.

Zu 3. Die Möglichkeit, daß die Gipshutmassen subterran gebildet sein könnten, habe ich niemals bestritten und möchte das auch den Einwendungen von STILLE gegenüber nochmals betonen. Wenn ich in meiner ersten Arbeit[1]) die Entstehung des Gips- und Anhydrithutes schilderte und zum Schluß hinzufügte: „dies mag vielfach submarin geschehen sein, z. B. wo die Transgression des Senonmeeres einen Teil der bereits abgelagerten mesozoischen Schichten zerstörte“, so ist durch die Worte „mag vielfach“ doch wohl ausgedrückt, daß außerdem die subterrane Entstehung in anderen Fällen für ebenso möglich gehalten wurde.

Zu 4. Die Beobachtung, daß gelegentlich unter den Deckgebirgsschichten in den Salzstöcken direkt das Steinsalz ohne aufgelagerten Gipshut angetroffen wurde, erklärte ich dadurch, daß an solchen Stellen anhydritarmes Steinsalz, insbesondere jüngeres Steinsalz, ausgelaugt wurde. Dieser Deutung schließt sich Herr LACHMANN an. Andererseits aber glaubt er das Fehlen des Gipshutes auch dadurch erklären zu können, daß

---

[1]) E. HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Monatsber. 1910, S. 338.

seit der letzten Transgression der Salzauftrieb noch nicht wieder eingesetzt habe. Gegen diese Erklärung spricht jedoch die Tatsache, daß auf ein und demselben Salzstock, z. B. dem Hope-Lindwedeler, Teile des Salzstockes keinen Gipshut, sondern nur eine schützende Letten- und Tondecke besitzen, dicht benachbarte dagegen einen mächtigen Anhydrit- bzw. Gipshut. Herr LACHMANN würde also konsequenterweise zu der Vorstellung gezwungen werden, daß diejenigen Teile eines solchen Salzstockes ohne Gipsdecke relativ älter seien, als die von einem Gipshut bedeckten.

Zu 5. Bei Rolfsbüttel finden sich auf dem Salzgebirge transgredierende Flächen einer Senondecke. Herr LACHMANN folgert daraus: „Nach der HARBORTschen Vorstellung aber müßte hier seit der Kreidezeit immer gerade so viel Steinsalz tektonisch herausgequetscht worden sein, wie subterran abgelaugt wurde, weil sonst die Senondecke entweder gelüftet worden wäre oder eingesunken sein müßte.“

Aus meinem Profil von Rolfsbüttel geht hervor, daß das Senon transgredierend über dem Gault liegt unter Ausfall der älteren Stufen der oberen Kreide. Es liegt daher nahe, anzunehmen, daß zwischen Gault und Senon das fragliche Gebiet zeitweilig nicht vom Meere bedeckt war und während dieser Zeit der Anhydrithut durch Ablaugung der Schichtenköpfe des Salzgebirges subterran oder subaërisch entstand. Das transgredierende Senonmeer bedeckte den Gipshut mit neuen Sedimenten. Dieser Zustand ist uns stellenweise erhalten geblieben. An andern Stellen des gleichen Salzstockes dagegen hat das Salzgebirge die Senondecke wieder durchbrochen. Es mag dahingestellt bleiben, ob dieses solche Stellen waren, wo durch spätere, tertiäre Denudations- oder diluviale Exarationsvorgänge die Senondecke geschwächt war.

Zu 6. „Daß der Gipshut Ablaugungsreste darstellt und somit gewaltige Auflösungen unter Tage vor sich gegangen sind“, habe ich niemals bestritten, ebensowenig die Tatsache, daß er von den Bergleuten wegen seiner Wasserführung sehr gefürchtet ist. Ich wandte mich nur gegen die Annahme wasserdurchschwängerter, senoner und tertiärer Ton- und Mergeldecken, welche den Salzauftrieb durch Umkrystallisation in dem vorhin erörterten und in ähnlichen Fällen angeregt haben sollen. Aus dem gleichen Grunde muß ich entschieden die Darstellung von ARRHENIUS[1]) als nicht zutreffend bezeichnen, wenn er die ganze Oberfläche der Salzstöcke um-

[1]) ARRHENIUS: Zur Physik der Salzlagerstätten, a. a. O., S. 14 u. 17.

kleidet sein läßt von einer wasserführenden Zone, und zwar sowohl im Hangenden als im Liegenden, so daß der ganze Salzstock gewissermaßen in wasserführenden Schichten schwimmt. Der Bergbau hat wiederholt die seitlichen Begrenzungsflächen mit Strecken durchfahren und durch zahlreiche Horizontalbohrungen durchörtert, ohne Wasser anzutreffen. Die randlichen Begrenzungsflächen waren meist „knochentrocken", wie der Bergmann zu sagen pflegt. Die Durchwässerung der Salzmassen von außen her durch Tagewässer scheint mir daher für die Umkrystallisationsvorgänge beim Aufsteigen der Salzmassen keine wesentliche Rolle zu spielen.

Zu 7. Ich will zugeben, daß die wenigen Bohrungen bei Bremen, welche das Salzgebirge erst in bedeutender Tiefe erreichten, zufällig nicht auf dem Rücken, sondern auf einer seitlich abfallenden Flanke des Salzstockes stehen. Vergleicht man jedoch z. B. die Tiefenzahlen der zahlreichen salzfündigen Bohrungen an der unteren Aller zwischen Verden und Celle, so ergibt sich, daß die durch einzelne Querverschiebungen getrennten Salzpfeiler dieser Salzhebungszone in beträchtlich verschiedenen Niveaus von 90—500 m angetroffen wurden. Herr LACHMANN meint, daß die tieferliegenden Ekzeme nachträglich versenkt wurden. Gut! Da es in jedem einzelnen Falle aber schwer werden dürfte, den Betrag in Metern nachzurechnen, um den das Ekzem tiefer sank, sollte man zum mindesten recht vorsichtig sein und nicht eine solche Horizontbeständigkeit des Salzspiegels als Grundpfeiler von Theorien von weittragender Bedeutung verwerten.

Zum Schluß seien noch einige Bemerkungen gestattet zu den KIRSCHMANNschen Profilen durch das Salzgebirge an der oberen Aller, auf die sich Herr LACHMANN wiederholt bezieht. KIRSCHMANN stellt den Untergrund des Salzgebirges, die Oberkante des mittleren Zechsteins, als nahezu eben dar. Es wird daraus gefolgert, daß diese Lagerungsverhältnisse für autoplaste Entstehung, entsprechend der Ekzemtheorie, sprächen, da der mittlere Zechstein andernfalls doch wohl als Kern einer sattelförmigen Salzaufwölbung mit herausgewölbt sein müßte. Herr SCHMIERER zeigte mir nun aus den ihm bekannt gewordenen Bohrungen des oberen Allertales Kerne von Mittlerem Zechstein, die sämtlich ein Einfallen von über 40° besitzen. Danach scheint die Oberfläche des mittleren Zechsteines unter dem Allertal keinesfalls so ungestört zu liegen, wie Herr KIRSCHMANN annimmt. Herr SCHMIERER wird demnächst die KIRSCHMANNschen Profile noch einer besonderen Kritik unterziehen.

8. Über den Salzgehalt der Nebengesteine an den norddeutschen Salzstöcken.

Von Herrn E. HARBORT.

Berlin, den 6. Februar 1913.

In meinem Vortrag über „Neu- und Umbildungen im Nebengestein der norddeutschen Salzstöcke[1]) habe ich darauf aufmerksam gemacht, daß ganz allgemein die Nebengesteine einen mit der Entfernung vom Salzstock abnehmenden Salzgehalt besitzen. Der Salzgehalt betrage 2 Proz. und mehr. Diese letzte Angabe stützte sich zunächst nur auf vorläufige Feststellungen nach ganz roh ausgeführter Methode, indem ich eine größere Menge zerkleinerten Gesteines mit Wasser auslaugte, die erhaltene salzige Lösung eindampfte und aus der Gewichtsdifferenz zu der obigen Schätzung gelangte. Inzwischen habe ich eine Anzahl Analysen anfertigen und den Chlorgehalt von den im Wasser löslichen Bestandteilen mehrerer Gesteinsarten aus verschiedenen Teufen und Entfernungen von einzelnen Salzstöcken bestimmen lassen.

Die Analysen wurden von Herrn Dipl.-Ing. Dr. HEUSELER, Chemiker der Geol. Landesanstalt, ausgeführt.

Die Ergebnisse sind in der nebenstehenden Tabelle zusammengestellt.

Zu den Analysen ist folgendes zu bemerken:

1. Die Bohrkerne, welche zu dem Analysenmaterial verwandt wurden, entstammen sämtlich aus Bohrungen, die mit Süßwasserspülung ausgeführt wurden. Der wirkliche Salzgehalt der Gesteine dürfte daher noch ein wenig höher zu veranschlagen sein.
2. Die Gesteine wurden gepulvert, und der in Wasser lösliche Teil wurde extrahiert. Über den Gang der Untersuchung teilt Herr Chemiker HEUSELER mir das Folgende mit: „Es wurden 10 g der bei 110° getrockneten Substanz mit destilliertem Wasser ausgekocht, der Rückstand durch ein zuvor getrocknetes und gewogenes Filter filtriert und mit heißem Wasser gewaschen. Rückstand und Filter wurden in einem Wägegläschen wieder bei 110° getrocknet bis zur Gewichtskonstanz und ge-

[1]) Diese Monatsber. 1913, S. *10*.

	Bohrloch und Teufe	Entfernung vom Salzstock m	Alter und petrographische Beschaffenheit der Gesteine	In Wasser lösliche Proz.	Chlor Proz.	Berechnet auf Na Cl Proz.	Differenz Proz.	Bemerkungen
Nebengesteine am								
a) Rolfsbütteler Salzstock vgl. Profil, Diese Zeitschr. 1913, S. 9	1. Horst 4 790 m	5100	Fetter Schieferton der Unteren Kreide (Hauterivien)	1,96	0,93	**1,55**	0,41	Wenig Calcium, Spuren Magnesia
	2. Horst 4 1052 m	5100	Feinsandiger, pflanzenresteführender Schieferton der ob. Wealdenformation.	1,72	0,72	**1.15**	0,57	dgl.
	3. Hillerse 1 562 m	1700	Fetter Schieferton der Unteren Kreide (Barrêmien)	1,35	0,57	**1,05**	0,30	dgl.
b) Jessenitz-Lübtheener Salzstock	4. Jessenitz 4 582 m	480	Grauer Kreidemergel (Cenoman)	3,42	1,37	**2,26**	1,16	Wenig Calcium, keine Magnesia
	5. Jessenitz 4 596 m	480	Roter Kreidemergel (Gault)	9,03	5,33	**8,79**	0,24	dgl.
c) Salzstock von Mariaglück-Höfer	6. Kragen b. Scharnhorst 513 m	ca. 200–500	Kreidemergel des Senon	5,49	2,75	**4,54**	0,95	dgl.
d) Hope-Lindwedeler Salzstock	7. Adolfsglück 11 302 m	ca. 200–500	Gelb und grau geflammter Mergel des Gault	7,96	4,60	**7,60**	0,36	dgl.

wogen. Die Lösung wurde zu 250 ccm verdünnt, davon die Hälfte zur Bestimmung von Chlor-Ion mittels Titration mit $^1/_{10}$n. Silbernitratlösung verwandt, die andere Hälfte zur qualitativen Prüfung auf Eisen, Aluminium, Calcium und Magnesium."

3. Der Chlorgehalt wurde auf NaCl umgerechnet, nachdem eine Kontrolle ergeben hatte, daß Magnesia in dem wasserlöslichen Teil der Gesteine nicht enthalten war.
4. Die Differenz zwischen berechneter Menge an NaCl und dem wasserlöslichen Teil der Gesteine dürfte dadurch zu erklären sein, daß einerseits geringe Mengen des im Gestein vorhandenen Calciumsulfates (Anhydrit oder Gips) in Lösung gingen, andererseits aber auch ein Teil des Chlorgehaltes auf Chlorkalium umzurechnen ist, oder aber die Gesteine auch zum Teil von Sulfaten der Alkalien durchtränkt sein mögen. Einige Gesamtanalysen des wasserlöslichen Teiles der Nebengesteine dürften zweifellos über diese Fragen späterhin interessante Aufschlüsse ergeben.

Ich habe nun in meinem Vortrag[1]) bereits darauf hingewiesen, daß mit der Entfernung vom Salzstock im allgemeinen auch eine Abnahme des Salzgehaltes in den Nebengesteinen zu konstatieren ist. Die Analysenergebnisse beweisen aber ferner, daß recht erhebliche Differenzen an Salzgehalt vorhanden sind zwischen den dichten, tonigen Gesteinen der unteren Kreide und den poröseren Mergeln der oberen Kreide, daß, mit andern Worten, die Salzaufnahmefähigkeit der verschiedenen Gesteine auch noch abhängig ist von ihrer Durchlässigkeit.

Die Menge des Salzes übersteigt, worauf ich bereits früher hinwies, bedeutend den primären Salzgehalt in normalen Meeressedimenten. Chemische Untersuchungen des von der Challenger-Expedition aus 675 Faden Teufe gedretschten roten Kontinentalschlammes ergaben einen Gehalt von 0,93 Proz. Na_2O, was einem Gehalt an Chlornatrium von 0,85 Proz. entsprechen würde[2]).

In der Literatur sind wiederholt weit höhere Angaben über den Chlornatrium-Gehalt rezenter Meeressedimente gemacht

[1]) a. a. O.

[2]) Report of the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger 1873—76 Deep-Sea Deposits. London 1891, S. 236.

worden. K. ANDRÉE[1]) hat kürzlich noch von neuem darauf hingewiesen. Die von der deutschen Südpolar-Expedition durch E. PHILIPPI gesammelten Tiefseeproben wurden von GEBBING[2]) analysiert. GEBBING erwähnt, daß im roten Tiefseeton der Gehalt an Na Cl mit 6,8—8 Proz. am höchsten sei, im Diatomeenschlamm 5,4 Proz., im antarktischen Glazialton 1,9—3,7 Proz., im Globigerinenschlamm 1,3—3,8 Proz. betrage und führt die Unterschiede im Salzgehalt auf eine verschieden starke Adsorption der betreffenden Sedimente zurück, da der Salzgehalt des Meerwassers selbst nur ganz geringen Schwankungen unterworfen sei. Diese hohen Gehalte an Chlornatrium erklären sich jedoch dadurch, daß die mit der BACHMANNschen Schlammröhre gewonnenen und die gedretschten Meeresgrundproben zunächst auf Filtrierpapier getrocknet und dann erst analysiert wurden. Der Chlornatriumgehalt wurde also ohne Rücksicht auf das vordem vorhandene Volumen an Wasser auf den Trockenrückstand berechnet[3]). Die von GEBBING angewandte Untersuchungsmethode gibt also keineswegs den prozentualen Chlornatriumgehalt der Meeresgrundproben, sondern nur den Salzgehalt einer eingetrockneten, im frischen Zustande weit voluminöseren Schlammprobe an. Da naturgemäß nicht mehr zu ermitteln ist, wie hoch in jedem einzelnen Falle das Volumen der Meerwasserlösung war, welches der Schlamm vor seinem Eintrocknen enthielt, so ist mit den GEBBINGschen Angaben über den Salzgehalt der Meeresgrundproben absolut nichts anzufangen. Damit werden aber auch die von GEBBING gemachten Ausführungen über die Adsorptionserscheinungen der Meeressedimente völlig hinfällig, und desgleichen seine abfällige Kritik über die chemischenUntersuchungsmethoden, nach denen die auf der Challenger-Expedition gesammelten Meeresgrundproben seinerzeit analysiert wurden. Damals hatte man nämlich zur Vermeidung des von GEBBING gemachten Fehlers die eingetrockneten Sedimente vor der Analyse entsalzt. Über den wahren Chlornatriumgehalt von Meeressedimenten wird man somit nur dann Aufschluß erhalten, wenn man gleichzeitig mit der Grundprobe den Gehalt an Meereswasser bestimmt und die gefundenen Mengen an Chlornatrium auf Trockensubstanz und Meereswasser berechnet. Die in der obigen Tabelle an-

[1]) K. ANDRÉE: Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geolog. Rundschau 1912, S. 158—160.

[2]) GEBBING: Chemische Untersuchungen von Meeresboden-, Meerwasser- und Luftproben. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. Bd. VII, Berlin 1909, S. 77—119.

[3]) GEBBING: a. a. O., S. 83ff.

gegebenen Salzgehalte mesozoischer Gesteine können demnach nur durch sekundäre Einwanderung salziger Lösungen in die Gesteine erklärt werden, wie ich dieses in meinem Vortrage näher ausgeführt habe. Der Salzgehalt ist durchweg weit höher, als ihn normale Meeressedimente primär besitzen können.

9. Jura, Muschelkalk und Rötkalke in der Bohrung „Schwarze Erde 14“ bei Raesfeld.

Von Herrn P. KRUSCH.

Berlin, den 3. Februar 1913.

Die Untersuchung der Bohrung „Schwarze Erde 14“ bei Raesfeld, von welcher mir durch liebenswürdige Vermittlung der Fürstlich SALM-SALMschen Generalverwaltung regelmäßig Kerne zugehen, hat einige Ergebnisse gezeitigt, welche auch für weitere Geologenkreise von Interesse sein dürften.

Unter der Unterkante der Oberen Kreide, welche anscheinend bei 264,26 m erreicht wurde, stellten sich Schichten ein, die in petrographischer Beziehung einen dunklen Mergelschiefer darstellen. Ein größerer mir zugegangener Kern ergab eine Reihe von Versteinerungen, unter denen von Herrn J. BÖHM einwandfreie Arieten bestimmt wurden. Der Kern gehört also dem Lias α an.

Ob zwischen Jura und Oberer Kreide noch eine geringe Mächtigkeit Unterer Kreide vorhanden ist, läßt sich nicht sagen, da nur ab und zu — ca. alle 50 m — ein Kern gezogen wird.

Der Liasfund ist von großer Wichtigkeit, da es sich bei Raesfeld nach meiner Kenntnis um den östlichsten im westlichen Teile des Beckens von Münster handelt. Ich halte es jetzt allerdings nach dem mir vorliegenden Profil der Bohrung Lothringen 1, die noch weiter östlich liegt, nicht für unwahrscheinlich, daß auch hier Jura durchteuft wurde.

Seit längerer Zeit bekannt ist das von den Herren SCHULZE-BUXLOH und W. BÄRTLING aufgefundene und von J. BÖHM bestimmte Doggervorkommen von Weseke (Polyplocusschichten), welches von der Fürstlich SALM-SALMschen Verwaltung in der letzten Zeit durch eine Bohrung untersucht wurde. Hier stehen

die genannten Schichten des Unteren Dogger mit Toneisensteinkonkretionen zutage an; unter ihnen fand man — die Lagerungsverhältnisse sind gestört — u. a. einen Mergelschieferhorizont, der petrographisch recht ähnlich demjenigen der Bohrung „Schwarze Erde 14“ ist. Da die Bohrung bei Weseke gestoßen wurde, ist eine paläontologische Bestimmung leider unmöglich.

Die Liasschichten der Bohrung „Schwarze Erde 14“ sind mutmaßlich von 264,26 bis 400 m Tiefe durchbohrt worden.

Ein Kern aus 402 m erwies sich als Wellenkalk; er gleicht in petrographischer Beziehung durchaus demjenigen Muschelkalkgestein, welches an der Haarmühle ansteht. Der Wellenkalk dürfte von 402—435 m gereicht haben.

Bei 435 m begann der Buntsandstein mit roten und grünen Letten. Auffallend ist hier in der oberen Abteilung die Häufung der Kalkbänke. Ein mir zugegangener Kern von 480 m besteht aus dichtem Kalk, dessen Schichten unter 20 bis 25° einfallen. Eine solche Kalkbank war recht mächtig; sie wurde — wenn man die Bohrtabellen als richtig annimmt — von 480,20 bis 490,45 m durchteuft.

Zur Klarstellung der Verhältnisse ließ die Gewerkschaft mir zu Gefallen einige Kerne in 10 m Abstand ziehen. Von 500—501 m zeigten sich grüne Letten mit dünnen Kalkschichten, Einfallen 25°. — Ein Kern aus 512,28 m besteht in der Hauptsache aus grünen Letten, Einfallen 25°, und ein Kern aus 520 m Tiefe aus grünen Letten mit dünnen Kalkschichten. Gefunden wurden von J. BÖHM nur eine Lingula und eine Corbula. Die Ähnlichkeit dieses Rötgesteins mit Steinmergelkeuper ist nicht zu verkennen. Bei 547,02 m traten dann wieder normale grüne Letten in größerer Mächtigkeit auf, die mehr oder weniger kalkig waren, und bei 550 m stellte sich roter Buntsandstein ein, der bis 604 m reichte und bereits dem Hauptbuntsandstein angehören dürfte.

Mutmaßlich steht die Bohrung in einem Graben, in dem Lias und Muschelkalk erhalten blieben; sie liefert den Beweis, daß die Verbreitung der Lias- uud Muschelkalkformation von der holländischen Grenze nach Osten eine viel größere war, als wir bis jetzt angenommen haben.

Das häufige Auftreten der Kalke im Oberen Bunten bedeutet einen wichtigen faziellen Unterschied gegenüber den zahlreichen Funden, die im Norden, Osten und Westen bisher gemacht worden sind.

10. Über glaziale Konglomerate im Lande Katanga, Belgisch-Kongo.

Von Herrn O. Stutzer.

Freiberg i. S., den 27. November 1912.

Im letzten Monatsbericht des Jahres 1911 dieser Zeitschrift veröffentlichten wir eine Mitteilung: „Über Dwykakonglomerat im Lande Katanga, Belgisch-Kongo.“ Im sechsten Monatsberichte 1912 erschien ferner eine Mitteilung des Herrn E. Grosse: „Dwykakonglomerate und Karroosystem in Katanga.“ Es wurden in dieser Mitteilung ebenfalls Konglomerate glazialen Ursprungs aus dem Lande Katanga beschrieben. Der Fundpunkt dieses von Grosse beschriebenen Konglomerates liegt von dem von uns beschriebenen etwa fünf Marschtage entfernt.

Wir selbst haben Aufschlüsse dieses Konglomerates („Wemashi“-Konglomerat Studts) später an mehreren Stellen zwischen 8 und 13 Grad südlicher Breite gesehen. Unzweifelhafte Beweise seiner glazialen Entstehung fanden wir aber nur bei den heißen Quellen von Moashia am Lufira. Diese Quellen besuchten wir später noch öfters, zuletzt am 11. März d. J. Es seien daher im folgenden noch einige Ergänzungen und Berichtigungen zu der früheren Notiz über die dortigen Aufschlüsse mitgeteilt.

Der geologische Untergrund der Salinen von Moashia ist schon früher von J. Cornet[1]) beschrieben worden. Die Schichten, die hier zutage treten, fallen ganz steil ein. Weiter entfernt von der Saline treten im Nordosten „Kambove“-Schichten („Moashia“-Schichten Cornets), im Südwesten „Lufira-Kundelungu“-Schichten („Katete“-Schichten Cornets) auf.

Durch Aufschlüsse ist ein Übergang zwischen „Kambove“-Schichten und dem glazialen Konglomerate sichtbar. Zwischen dem Konglomerate und den „Lufira-Kundelungu“-Schichten sind Übergänge aber nicht aufgeschlossen. Hier ist vielmehr alles bedeckt. An allen anderen Stellen Katangas, wo ich die betreffenden Konglomerate antraf, war Hangendes und Liegendes ebenfalls direkt nicht sichtbar.

---

[1]) J. Cornet: Observations sur les terrains anciens du Katanga. Liege 1897. S. 52 ff.

Wir selbst nahmen am 26. April 1911 an der Saline von Moashia folgendes Profil auf;

Im Nordwesten von Lufira stehen die geologisch jüngeren „Kambove"-Schichten mit ihren charakteristischen oolithischen Kieselschiefern an. (Siehe genaues Profil bei CORNET.) Bei der Saline selbst sieht man spezieller aufgeschlossen folgende vertikal stehenden Schichten:

1. Schwarzblaue, leicht spaltbare Tonschiefer, von der Konsistenz der schwäbischen Posidonienschiefer, mit nur zentimeterdicken Einlagerungen eines im angewitterten Zustande gelblichen, sonst blaugrauen, kieseligen, bisweilen jaspisartigen Gesteines. Mächtigkeit 11,60 m und mehr.

2. Dieselben Tonschiefer wie unter 1., stellenweise aber durch Aufnahme kalkigen Materiales härter. Mächtigkeit 54 m.

3. Die harten, kieseligen Einlagerungen des Tonschiefers, nehmen überhand. Dieselben führen etwas Pyrit. Mächtigkeit 20 m.

4. Dieselben Tonschiefer wie unter 1. In dem Tonschiefer liegen lokal große Sandsteinmassen. Dieser Sandstein ist mittelkörnig, graubraun und hart. Der Schiefer schneidet diskordant an diesen Sandsteinmassen ab. Einzelne Gerölle sind in den Schiefern schon vorhanden. Mächtigkeit schwankend, 10 bis 20 m oder mehr.

5. Schiefer wie unter 1. Schwankende, nicht sehr große Mächtigkeit.

6. Glazialkonglomerate mit toniger Grundmasse.

Weiter nach Südwesten hin ist alles bedeckt. Zudem werden hier die Konglomerate von jüngeren Kiesen, die auch zu Konglomeraten zusammengebacken sind, überlagert. Die Gerölle dieses jüngeren Konglomerates sind auf der Saline mit den herumliegenden Geröllen des älteren Konglomerates meist vermischt. Das höhere Alter des Glazialkonglomerates erkennt man vor allem dadurch, daß unter den Geröllen Gesteine der „Kambove"-Serie fehlen, obwohl diese Gesteine in direkter Nähe anstehen. Die oolithischen Kieselschiefer und Kalksteine, die man auf der Saline findet, stammen alle aus dem jüngeren („Lubilashe")-Konglomerate.

Die Frage nach dem Alter der Glazialkonglomerate von Moashia ist leider ungeklärt. In unserer früheren Mitteilung bezeichneten wir das Konglomerat als Dwyka. Die in diesem Worte liegende Altersbestimmung ist aber durch Fossilfunde

bisher nicht bewiesen. Die Bezeichnung erfolgte nur durch Analogieschluß. Bei den Salinen von Moashia ist der Übergang zwischen „Kambove"-Schichten und Glazialkonglomerat sichtbar. Da die Schichten aber hier alle steil stehen, so kann man aus der Schichtenfolge an dieser Stelle allein nicht ohne weiteres auf eine richtige Altersfolge schließen, d. h., man weiß an Ort und Stelle zunächst nicht, ob die Konglomerate Hangendes oder Liegendes der „Kambove"-Schichten sind. Da weiter nach Südwesten „Lufira-Kundelungu"-Schichten („Katete"-Schichten CORNETs) folgen, so könnte man geneigt sein, bei normaler Lagerung das Alter der Konglomerate für jünger als „Kambove" und älter als „Lufira-Kundelungu" zu erklären. Daß diese erstere Annahme aber nicht richtig ist, ergibt sich aus folgender Betrachtung:

1. Die Einschlüsse des glazialen Konglomerates stammen alle von Gesteinen, welche älter sind als die „Kambove"-Schichten, obwohl letztere ebenfalls bei Moashia anstehen. Dieselbe Beobachtung machten wir in den Monts Mulumbe (zwischen 8 und 9 Grad südlicher Breite), wo die Glazialkonglomerate keine Einschlüsse von oolithischem Kieselschiefer usw. führen. Wie bei Moashia werden auch hier die Glazialkonglomerate von jüngeren Geröllen bedeckt, welche ihrerseits oolithische Kieselschiefer führen. Wie Herr STUDT[1]) uns mitteilte, hat er diese Beobachtung über die Einschlüsse der „Wemashi"-Konglomerate an anderen Stellen ebenfalls gemacht. Es läßt sich dies alles nur dadurch erklären, daß die Glazial-Konglomerate („Wemashi"-Konglomerate) älter sind als die „Kambove"-Schichten.

2. Herr STUDT hat an mehreren Stellen, z. B. südlich Elisabethville, festgestellt, daß die „Kambove"-Schichten hier unzweifelhaft die Konglomerate („Wemashi"-Konglomerate) überlagern.

Man muß daher die „Wemashi"-Konglomerate wohl sicher für älter als die „Kambove"-Schichten erklären. Die stratigraphische Stellung, welche die Glazial-Konglomerate von Moashia in dem geologischen Aufbau des Landes einnehmen, ist daher folgende:

---

[1]) Herr STUDT ist Geologe bei der Tang. Conc. Ltd. in Katanga und bei der Union minière du Haut-Katanga. Er weilt bereits mehrere Jahre in Rhodesien und in Katanga und muß als der beste Kenner der Geologie Katangas gelten.

Jüngstes:

„Lubilashe"-Schichten	(jüngere Ablagerungen und Konglomerate)
Diskordanz	
„Kundelungu"-Schichten	(vorwiegend rote Tonschiefer und rote Sandsteine)
„Lufira"-Schichten	
„Kambove"-Schichten	(verschiedene Gesteinstypen, charakteristisch sind die oolithischen Kieselschiefer)
„Wemashi"-Schichten	(Glazialkonglomerate, Tonschiefer, Grauwacken)
Diskordanz	
„Kafubu"-Schichten	(vorwiegend Quarzite)

Es wäre hierdurch das Alter der Glazialkonglomerate gegenüber den anderen Schichten Katangas einigermaßen geklärt. Eine Parallelisierung der verschiedenen Sedimente Katangas mit den Gesteinsschichten Südafrikas und eine Festlegung des geologischen Alters dieser Schichten ist aber aus Mangel an Fossilien noch nicht möglich.

Es wurden in unserer früheren Mitteilung die Glazialkonglomerate, wie schon gesagt, nur durch Analogieschluß für Dwyka erklärt. In neuerer Zeit liegen nun aber Beobachtungen von STUDT vor, welche für ein höheres Alter dieser Glazialkonglomerate zu sprechen scheinen. STUDT hat nämlich neuerdings (1912) in Nordwest-Rhodesien im Luanodistrikt, östlich von Brokenhill, *Glossopteris* und andere Fossilien in den dort kohleführenden Schichten gefunden. Es entsprechen diese Ablagerungen von Nordwest-Rhodesien also zeitlich ungefähr dem Dwyka Südafrikas.

Die Kohlenablagerungen des Luano-Gebietes sollen sich aber nach Bildung der dortigen Luano-Einsenkung, d. h. nach Ablagerung der „Kundelungu"-Schichten, gebildet haben.

Werden diese letzteren Beobachtungen bestätigt, so würde das Alter der „Wemashi"-Schichten älter als Dwyka sein. Vorläufig kann aber eine sichere Altersbestimmung der glazialen „Wemashi"-Konglomerate noch nicht erfolgen.

Neueingänge der Bibliothek.

BARTSCH, P.: The Recent and Fossil Mollusks of the Genus Alvania from the West Coast of America. S. A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. **41**. Washington 1911.

BASSLER, R. S.: The Waverclyan Period of Tennessee. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. **41**. Washington 1911.

— The Early Paleozoic Bryozoa of the Baltic Provinces. Smith. Inst. U. St. Nat. Mus., Bull. **77**. Washington 1911.

BERG, G.: Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. Mit 4 Tafeln und 9 Textfiguren. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. **68**. Berlin 1912.

CLARK, A. H.: The Systematic Position of the Crinoid Genus *Marsupites*. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. **40**. Washington 1911.

CROSS, W.: Petrological Abstracts and Reviews. S.-A. aus: The Journal of Geology, Vol. XX, 4. Washington 1912.

— The Natural Classification of Igneous Rocks. S.-A. aus: Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, Vol. **66**, 1910.

— Use of Symbols in expressing the Quantitative Classification of Igneous Rocks. S.-A. aus: The Journ. of Geol., Vol. XX, No. 8. Washington 1912.

—, IDDINGS, J. P., PIRSSON L. V. u. WASHINGTON H. S.: Modification of the Quantitative System of Classification of Ignenons Rocks. S.-A. aus: The Journ. of Geol., Vol. XX, No. 6. Washington 1912.

GILMORE, Ch. W.: A new Fossil Alligator from the Hell Creek Beds of Montana. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. **41**. Washington 1911.

— A new Mosasauroid Reptile from the Cretaceous of Alabama. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. **41**. Washington 1912.

HARBORT, E.: Ein menschliches Skelett aus dem Kalktufflager von Walbeck in Braunschweig. S.-A. aus: Zeitschr. f. Ethnologie, Heft 6, 1911, und Heft 1, 1912.

HENKEL, L.: Zusammenstellung von Zahlen für die Wasserführung der Flüsse. S.-A. aus: Geographischer Anzeiger, S. 266—270.

HENNIG, E.: Zur Inoceramus-Frage. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Mon.-Ber. 11. Berlin 1912.

— Die Stratigraphie des Arbeitsgebietes der Tendaguru-Expedition. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Mon.-Ber. 4.

— Das Jura Profil an der deutsch-ostafrikan. Zentralbahn. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Mon.-Ber. 5.

— Über die mögliche Ausdehnung der Dinosaurier-Vorkommnisse im östlichen Afrika. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde. Berlin. Jahrg. 1912. Nr. 9.

— Die Fischfauna der Kreidezeit. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Berlin. Jahrg. 1912, Nr. 9.

JENTZSCH, A.: Über den Schuppenbau der Glazialbildungen. S.-A. aus: Compte Rendu du XIe Congres Geolog. Internat. 1910. Stockholm 1912.

— Der geologische Kurs für Landwirtschaftslehrer 1912. S.-A. aus Landwirtschaftliche Jahrbücher. Berlin 1912.

KIRK, E.: The Structure and Relationships of certain Eleutherozoic Pelmatazoa. S.-A. aus: Proz. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 41. Washington 1911.

KOEHNE, W.: Praktische Erfahrungen bei geologisch-bodenkundlichen Kartierungsarbeiten im südlichen Bayern. S.-A. aus: Internationale Mitteilungen für Bodenkunde. Bd. II, 5. Berlin 1912.

— Zur Stratigraphie und Tektonik des oberbayrischen Oligocän. S.-A. aus: Geol. Rundschau. Bd. III, 5/6. Leipzig 1912.

KORN, J.: Über Oser bei Schönlanke. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908, Bd. XXIX, 3. Berlin 1908.

KRAUSE, C.: Über die Geologie des Kaokofeldes in Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, 3. Berlin 1913.

LAUBE, G. C.: Der geologische Aufbau von Böhmen. 3. Auflage. Sammlung gemeinnütziger Vorträge. Herausgegeben vom Deutschen Vereine zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse in Prag. Mai Juli 1912. Prag 1912.

v. LOZINSKI, W.: Beiträge zur Oberflächengeologie des Krakauer Gebietes. Mit 2 Tafeln und 2 Abbildungen im Text. S.-A. aus: Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst. 1912, **62**, 1. Wien 1912.

— Die periglaziale Facies der mechanischen Verwitterung. S.-A. aus: Compte Rendu du XIe Congrès Géolog. Internat. 1910. Stockholm 1912.

— Das seismische Verhalten der Karpathen und ihres Vorlandes. Mit 1 Karte. S.-A. aus: Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. XII, 1. Leipzig 1912.

— Zur Bildungsweise der Konglomerate des Rotliegenden. Mit einer Abbildung im Text. S.-A. aus: Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst. 1912, Bd. **62**, 2. Wien 1912.

— Quartärgeologische Beobachtungen und Betrachtungen aus Schweden. Mit 5 Abbildungen. Aus der Natur, Zeitschrift für alle Naturfreunde. Leipzig 1912.

MANN, O.: Die geologische Untersuchung des Dschangbezirks vom Januar bis Juni 1911. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten XXV, 3. Berlin 1912.

MESTWERDT, A.: Das Senon von Boimstorf und Glentorf. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Mon.-Ber. 7. Berlin 1912.

— Über Grundwasserverhältnisse in dem Bielefelder Quertale des Teutoburger Waldes. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Mon.-Ber. 4.

RUDOLFF, J.: Die heranrückenden ewigen Fröste auf der Erdkugel (Das Erkalten des Klimas). Kowno (Rußland) 1911.

RUTTEN, L.: Over orbitoiden van Soemba. S.-A. aus: Verslag van de Gewone Vergadering der Wissen Natuurkundige Afdeeling van 28 September 1912. Amsterdam 1912.

— Studien über Formaniferen aus Ost-Asien. S.-A. aus: Sammlungen des Geolog. Reichsmus. in Leiden, S. I, Bd. IX. Leiden 1912.

SEEMANN, F.: Ergebnisse einer naturwissenschaftlichen Reise zum Erdschias-Dagh (Kleinasien). Ausgeführt von Dr. A. Penther u. Dr. E. Zederbauer. III. Petrographischer Teil. S.-A. aus: Annalen des K. K. Naturhistor. Hofmus., Bd. XXI, 3 u. 4. Wien 1907.

— Über die Verwendung der Phonolithe des böhmischen Mittelgebirges zu Düngezwecken. S.-A. aus: Landwirtschaftl. Jahrbücher. Berlin 1913.

— Mißerfolge der Wünschelrute in Nordböhmen. S.-A. aus: Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung. 1912. Nr. 17. München 1912

Seemann, F.: Die naturwissenschaftlichen Sammlungen Deutschböhmens. IV. Das Aussiger Stadtmuseum. S.-A. aus: Lotos, Naturw. Zeitschr. **60**, 1912. Prag 1912.
— Neue Mineralfundorte des böhmischen Mittelgebirges.
— Die Aussiger Thermen. Aussig 1912.
Simionescu, J.: Ichthyosaurierreste aus der Trias von Dobrogea (Rumänien). S.-A. aus: Academia Romana. Bull. I, **2**. Bukarest 1913.
Spethmann, H.: Meer und Küste von Rügen bis Alsen. Meereskunde. Sammlung volkstümlicher Vorträge zum Verständnis der nationalen Bedeutung von Meer und Seewesen. Heft 71. Berlin 1912.
— Der Wasserhaushalt der Ostsee. S.-A. aus: Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Jahrg. 1912, 10. Berlin 1912.
— Zur deutschen Landeskunde. II. Küstenverlagerung und Meeresströmung zwischen Rügen und Alsen. S.-A. aus: Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Jahrg. 1912, 7. Berlin 1912.
— Methodische Betrachtungen über geographische Exkursionen an deutschen Hochschulen. Mitteilungen des Vereins der Geographen an der Universität Leipzig.
Springer, F.: The Crinoid Fauna of the Knobstone Formation. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. **41**. Washington 1911.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 3. 1913.

Protokoll der Sitzung vom 5. März 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Stadtschulrat AUGUST HAHNE in Stettin, Königsplatz 15, vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, STREMME und BRANCA.

Der *Naturwissenschaftliche Verein in Dortmund* (Adresse: An den Vorsitzenden des Naturwissenschaftlichen Vereins in Dortmund, Herrn Professor WEINERT, Dortmund, Märkische Straße 60), vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, BÄRTLING und FRANKE.

Der Vorsitzende bespricht die als Geschenk eingegangenen Werke und legt sie der Versammlung vor.

Herr TORNAU hält einen Vortrag zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika (mit Lichtbildern)[1].

Zur Diskussion sprechen die Herren HENNIG, GAGEL, STUTZER, GÜRICH und der Vortragende.

Herr C. GAGEL spricht darauf über **Flachfallende, diluviale Überschiebungen im holsteinischen Zechsteinanhydrit.** (Mit 5 Textfiguren.)

Der Alberg, Alsberg oder Kalkberg bei Segeberg in Holstein ist 91 m hoch und überragt seine diluviale Umgebung

[1]) Der Vortrag erscheint in erweiterter Form als Heft 6 der „Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete“, herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.

um 50—60 m in sehr steilem Anstieg, so daß er seiner äußeren Form nach von älteren Geologen (L. v. BUCH, HOFFMANN, VOLGER) vielfach mit den Basaltkuppen Mitteldeutschlands und dem Hohentwiel verglichen ist. Der im Mittelalter von einer mächtigen Burg gekrönte Berg ist jetzt auf der

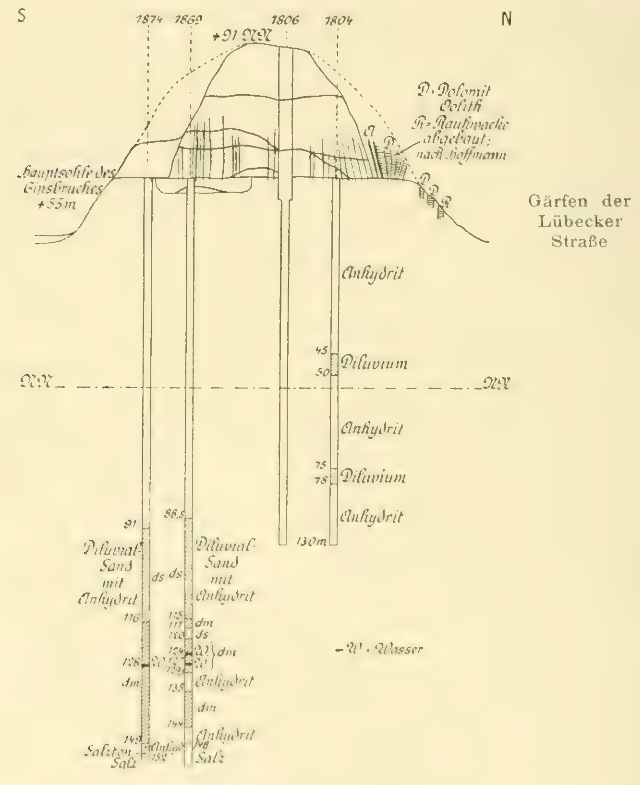


Fig. 1.
Schematisches Profil durch den Anhydritstock von Segeberg.

Süd- und Ostseite durch den Abbau des Anhydrits und Gipses sehr stark zerstört, so daß kaum noch die Hälfte seines ursprünglichen Umfanges vorhanden ist und man an seiner jetzigen Ostseite die Reste des zerstörten ehemaligen Burgbrunnens der Länge nach durchgeschnitten erkennen kann. Dieser jetzt noch vorhandene Rest des Alberges besteht aus auf dem Kopfe stehendem Anhydrit in verschiedener Aus-

bildung: bald dunkelgrau, bald hellgrau, bald fast weiß, z. T. einförmig gefärbt, z. T. gestreift, geflammt und schwarz gesprenkelt, oft fast dicht, dann feinkörnig bis ganz grobkörnig, vielfach durchzogen von nahezu senkrecht stehenden Streifen



R. Struck phot.

Fig. 2.

Südseite des Alberges bei Segeberg im Oktober 1912: zeigt die auf dem Kopfe stehende Schichtung und bei + ← die große Überschiebungsfuge, auf der das Diluvialmaterial eingeklemmt ist. Jetzt ist die Ostwand noch weiter zurückgerückt.

und Schnüren bituminöser Natur, die z. T. geradlinig, z. T. stark wellig und gekräuselt verlaufen. Z. T. ist der Anhydrit deutlich flaserig, oft auch direkt dünnschichtig aus hellen und dunklen Lagen von 1—3—10 mm, ja bis 2,5 cm Stärke aufgebaut, an denen man die völlige Saigerstellung und das sehr verschiedene — fast umlaufende — Streichen zweifellos fest-

stellen kann, und es ist nicht zu verstehen, wie diese offensichtliche und schon von HOFFMANN und MEYN sicher festgestellte Tatsache später von HAAS bezweifelt werden konnte.

Stellenweise ist der — dann meist dunkelgraue und sehr feinkörnige — Anhydrit zwar so massig und klotzig, daß Schichtflächen nicht zu erkennen sind, aber auch hier findet man ab und zu die steilstehenden feinen, bituminösen Streifen und daneben die sicher erkennbare, senkrecht stehende Schichtung.

Eingeschlossen im Anhydrit finden sich ab und zu bis 4 cm große Steinsalzkrystalle bzw. bis apfelgroße Klumpen von Steinsalz.

Der Quere nach durchzogen wird der Anhydrit des Alberges von einer Anzahl flacher oder wenig geneigter bzw. gebogener, sehr auffälliger Spalten und Fugen, die stellenweise sich mehrfach gabeln und verzweigen, und zunächst viel mehr in die Augen fallen als die steilstehende Schichtung der feinen, bituminösen Streifen.

In 148 m Tiefe unter der Sohle des alten Gipsbruches ist vor etwa 40 Jahren ein 139 m mächtiges Salzlager erbohrt worden, worunter wieder Anhydrit folgte, und dieses sowie das früher von HOFFMANN, VOLGER, MEYN, STEFFEN, GIRARD und HAAS beobachtete Auftreten von Dolomit, Stinkkalk, Oolith, Rauhwacke usw. im Hangenden (Osten) des Anhydrits — die jetzt abgebauten Anhydritpartien im Osten des Kalkberges müssen großenteils nicht so steil gestanden haben wie die jetzt sichtbaren, da GIRARD die Überlagerung durch den Dolomit noch sicher feststellen konnte — haben meistens als Beweismittel gegolten, um das permische Alter des Anhydrits darzutun, der außerdem noch würfelförmige Boracite führt.

Ich meinerseits kann nur betonen, daß der Anhydrit des Alberges die größte petrographische Ähnlichkeit mit dem des Schiltsteins bei Lüneburg hat, dessen Tiefbohrung ich vor einigen Jahren durchzuarbeiten Gelegenheit hatte[1]. Auch hier im Alberg ist das am meisten charakteristische Gestein der spätige, grobkrystalline, stellenweise strahlige Anhydrit, z. T. mit bis über 3 cm großen porphyrischen Anhydritkrystallen mit den drei charakteristischen Blätterdurchgängen von ungewöhnlicher Deutlichkeit, der schon nach seiner Struktur als sicherer Hauptanhydrit des oberen Zechsteins anzusprechen ist,

[1] C. GAGEL: Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. 1909, XXX. Teil 1, Seite 234—240.

wenn ihm auch die dafür meist charakteristische bläuliche Farbe fehlt; und ich kann nur auf die am angeführten Ort gegebene Schilderung des Schiltsteinanhydrits hinweisen, die — bis auf die bei Segeberg fehlende auffällige bläuliche Farbe gewisser sehr grobkrystalliner Partien — genau auf die Verhältnisse des Alberges paßt. Insbesondere sind auch die sehr feinen, steilstehenden, gekräuselten bituminösen Streifen beiden Vorkommen gemeinsam, ebenso der Schichtverband mit Dolomit, Stinkkalk, Rauhwacke usw. Hingewiesen sei dabei nochmals auf die ausgezeichnete Schilderung des Alberges durch HOFFMANN vor 90 Jahren[1]), der die sehr steile Schichtstellung von stets über 60°, oft über 80°, das umlaufende Streichen aus der 6. über die 7., 8., 9. Stunde bis zur 12. Stunde, das wechselnde Fallen, die Fächerstellung der Schichten im SO, wo die Schichtfolge z. T. überstürzt war und der Gips z. T. den Stinkkalk überlagerte, während er sonst unter ihn einfiel, sehr genau und schön beschreibt.

Von den im „Hangenden“ des Anhydrits, d. h. im N und O früher beobachtbaren, jetzt ganz abgebauten Stinkkalken, Dolomiten, Oolithen, Rauhwacken ist jetzt anstehend im „Gips“-bruch nichts mehr zu beobachten, — die massigen Dolomite sind vielfach als Fundamentsteine verwertet — doch finden sich in den nördlich und östlich vom Kalkberg gelegenen, steil abfallenden Gärten der Häuser in der Lübecker Straße, wo HOFFMANN, MEYN und HAAS diese Gesteine noch anstehend beobachtet haben, jetzt noch in den zwischen den Gärten aufgerichteten Steinmauern ziemlich zahlreiche Bruchstücke dieser Gesteine, sowie auch der später noch genauer zu besprechenden diluvialen Breccie aus diesen permischen Gesteinen.

Von dem eigentlichen Dolomit, der nach den Analysen von KARSTEN 21,53 Proz.; 23,75 Proz.; 55,23 Proz., ja 68,49 Proz. $MgCO_3$ enthalten hat — nach FORCHHAMMERS Analyse nur 7,49 Proz. $MgCO_3$ — (nebst 0,21—0,29 Proz. Bitumen 1,96 bis 3,96 Proz. Al_2O_3 und 8,04—21,36 Proz. SiO_2), habe ich selbst keine Belegstücke mehr gefunden, sondern nur solche von Rauhwacken, dünnplattigen und dickplattigen, bräunlichen, unreinen Kalken und schwarzen, bituminösen Kalken. Diese Gesteine zeigen nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen ZIMMERMANN keine der für den mitteldeutschen Zechstein ganz typischen Ausbildungen, könnten aber als harte, kalkige Partien des Salztons aufgefaßt werden, mit denen sie immerhin noch die größte Ähnlichkeit haben.

[1]) GILBERTS: Annalen 1824, Seite 33, insbesondere S. 40—41.

Eine schwarze poröse Rauhwacke hatte nach KARSTEN 5,78 Proz. SiO_2, 1,98 Proz. Al_2O_3, 73,78 Proz. $CaCO_3$, 18,21 Proz. $MgCO_3$, 0,30 Proz. Bitumen.

Durchzogen wird der Anhydrit besonders auf der Nordseite von einer Anzahl mehr oder minder steilstehender Spalten und Höhlungen, die mit diluvialem Material, hauptsächlich Spatsand, erfüllt sind, was ebenfalls schon von MEYN[1]) vor mehr



R. STRUCK phot.

Fig. 3.

Ostseite des Alberges bei Segeberg im Oktober 1912; mit + + sind die Stellen bezeichnet, an denen ich diluviales Material aus den Überschiebungsfugen herausgeholt habe. ⟶ + entspricht der ebenso bezeichneten Stelle der Fig. 2.

als 60 Jahren festgestellt und auf sekundäres Einbrechen von oben (bzw. von der Seite her) ganz richtig zurückgeführt wurde; auch beobachtete MEYN einen strohgelben diluvialen Kalksandstein als Spaltenausfüllung im Anhydrit.

Schon bei meinem ersten Besuche des Alberges vor 12 Jahren fand ich an der SO-Seite des Felsens etwa in Kopfhöhe eine kleine, ganz flach verlaufende Fuge im An-

[1]) L. MEYN: Geognostische Beobachtungen in den Herzogtümern Schleswig u. Holstein. Altona 1848, Seite 8.

hydrit, die mit einem graugrünlichen Tonmergel erfüllt war und mir nach Lage der Dinge nicht von oben oder von der Seite her infiltriert zu sein schien. Indessen konnte ich weder die diluviale Natur dieses grünlichen Tonmergels sicher feststellen, noch bei dem fast senkrechten Absturz die nach Norden anscheinend aufsteigende, ganz feine Fuge mit Sicherheit weiter verfolgen, auch schien mir die Konsequenz aus der sich mir aufdrängenden Annahme von einer diluvialen Überschiebung fürs erste noch so kühn, daß ich bei dem Mangel an Beweis über den weiteren, rückwärtigen Verlauf der Spalte — und vor allem in dem schon abgebauten Teil des Anhydrits — die Sache fürs erste in der Schwebe ließ und dann über anderen Aufgaben zu verfolgen vergaß. Bei späteren Besuchen konnte ich die mit Ton erfüllte Fuge nicht mehr finden, doch erhielt ich noch einmal eine Probe von braunem diluvialen Tonmergel, die durch Herrn Apotheker SONDER-Oldesloe, „mitten im Anhydrit" gefunden war, ohne daß ich die Fundstelle selbst noch hätte sehen können.

Im Herbst vorigen Jahres benutze ich nun einen dienstfreien Nachmittag zu einem Besuch in Segeberg, um mir den Alberg nochmals anzusehen, und hatte das Glück, gerade in dem Moment dahin zu kommen, als größere Sprengarbeiten an der entscheidenden Stelle gemacht waren, in der Fortsetzung der von mir früher beobachteten Fuge, so daß man nun an der ehemals unzugänglichen Stelle herumklettern und die wieder frisch freigelegte, flache Fuge genau untersuchen konnte.

Dabei war nun mit völliger Sicherheit festzustellen:

1. daß diese flache Fuge sich tatsächlich fast horizontal tief in den Anhydrit hinein erstreckt und nicht nur oberflächlich ist, und daß auf ihr nicht unerhebliche Diluvialmassen in den Anhydrit eingeklemmt sind;
2. daß diese Hauptfuge in der Ostwand des Felsens einen ganz flach verlaufenden Bogen beschreibt und sich stellenweise gabelt bzw. Ausläufer nach unten zu absendet;
3. daß darüber noch einige ähnlich auffallende Fugen verlaufen, auf deren einer, die am Boden der ehemaligen Sprengstoffkammer verläuft und die vorbeschriebene an einer Stelle kreuzt, ebenfalls (wenn auch wenig) Diluvialmaterial nachgewiesen wurde.

Auf der unteren, flach verlaufenden Hauptfuge, an der die Sprengarbeiten stattgefunden hatten, war an verschiedenen

Stellen festzustellen, daß die eingeklemmten Diluvialmassen aus ein- bis dreifingerstarken Schichtkomplexen von Sand, Sandstein und braunem Tonmergel bestehen; der braune Tonmergel ist fein geschichtet, die damit zusammenliegenden Spatsandschichten sind z. T. durch sekundäre Gipsausscheidung zu einem ziemlich festen Sandstein verkittet.

Ich habe diese Wechsellagerung von Spatsandstein bzw. Sand und Tonmergel in zusammenhängenden Stücken von der ganz flachen Überschiebungsfläche unter dem noch anstehenden, hangenden Anhydrit selbst hervorgeholt; der Spatsand bzw. Sandstein besteht aus Körnern von Milchquarz, wasserhellem und rotem Quarz, hochrotem Orthoklas, schwarzem Augit bzw. Amphibol und anderem nordischen Material; da Tonmergel und Sand in feingeschichteter Wechsellagerung aufttreten, ist an irgendeine seitliche Infiltration nicht zu denken, was auch schon der Augenschein über den ganz flachen Verlauf der Spalte ausschließt, die, wie schon betont, sich horizontal nach Westen in den Berg verfolgen läßt. Stellenweise ist nur zusammengequetschtes, mergeliges Material von 5—10 mm Stärke auf der Überschiebungsfläche vorhanden, stellenweise ist gar kein sicheres diluviales Material, sondern nur weißer Quarzsand in der ganz feinen Fuge konstatierbar; aber im weiteren Verlauf nach Norden und Süden ist es an einzelnen Stellen derselben Fuge wieder sicher festzustellen und dient einer minimalen Vegetation als Unterlage und Nährboden.

Von dem jetzigen Obersteiger, dem der fiskalische Anhydritbruch untersteht, ist mir das häufigere Vorkommen solcher Sande und brauner Mergelmassen auf diesen flachen Klüften, die von den Arbeitern „Schliche" genannt und wegen der Erleichterung der Arbeit sehr geschätzt werden, bestätigt worden. Kurz nach meinem Besuch ist dann bei weiterem Fortsprengen des Anhydrits auf derselben Fuge und dicht (etwa 1,5 m) hinter der Stelle, wo ich selbst das diluviale Material gesammelt habe, eine etwas größere Partie eines festen Diluvialkonglomerats gesammelt worden, mit größeren nordischen Geröllen und durch $CaCO_3$ verkittet, von dem von den Arbeitern für mich einige Proben beiseite gelegt und bei meiner nächsten Anwesenheit mir übergeben wurden. Es ist ein diluvialer, konglomeratischer Sandstein mit kirschkerngroßen nordischen Geröllen und feinkörnigen Spatsandlagen; in einzelnen Stücken fast dezimeterstark und recht fest durch $CaCO_3$ verkittet. Die Grenzfläche dieser Konglomerate gegen den Anhydrit ist stellenweise merkwürdig windschief verbogen, dieser kon-

glomeratische Sandstein selbst gut geschichtet, ebenfalls mit etwas gekrümmten Schichtflächen. Auch vereinzelte dunkle Brocken braunkohlehaltigen Materials sind in diesem Diluvialsandstein enthalten, z. T. auch kleine Stückchen dunkler Rauhwacke und bituminöser Kalke. Dieser z. T. konglomeratische



Fig. 4.
Diluvialkonglomerat von der Überschiebungsfläche im Anhydrit von der mit + ← bezeichneten Stelle, enthält Kreide, Granit Gneiß, Quarzit, Kieselschiefer: in anderen Stücken von derselben Stelle auch noch eckige kleine Rauhwackenstücke, $^3/_4$ nat. Größe.

Sandstein hat kleine Erweiterungen der Fuge ausgefüllt. auf der ich selbst die Wechsellagerung von Sandstein und Tonmergel beobachtet hatte; die Partie ist jetzt völlig fortgesprengt, so daß jetzt — 1913 — nur wieder eine feine, kaum mehr als fingerstarke Fuge und ein fast kopfgroßer Diluvialeinschluß zu beobachten ist.

Es erscheint mir also sicher, daß die Spitze des Alberges in diluvialer Zeit über den von diluvialen Schichten bedeckten

Sockel unter fast völliger Ausquetschung dieser Diluvialschichten hinübergeschoben ist — wie mir scheint, von Westen her, doch ist das nur ein persönlicher Eindruck, den ich nicht einwandfrei beweisen kann. Auf der Ostseite des Bruches, dem Alberg gegenüber, habe ich die Überschiebungsfuge nicht finden können.

Unter der Hauptabbausohle sind in neuerer bzw. neuester Zeit zwei vertiefte Abbaustellen im Süden des Bruches angelegt, die etwa 3 m tiefer heruntergehen, und an beiden dieser tiefen Abbaustellen habe ich im Herbst 1912 wiederum verhältnismäßig flachfallende Überschiebungsfugen mit reichlich eingeklemmtem diluvialen Material feststellen können; auf der südöstlichen Stelle nur hellen, reinen Spatsand, auf der südwestlichen braunen, unreinen, mergeligen Spatsand, offenbar ganz zusammengeriebenes und durcheinandergeknetetes Material.

Die südwestliche tiefe Abbaustelle war erst seit wenigen Tagen bzw. Wochen in Angriff genommen, der hangende Anhydrit abgeräumt und das auf der Überschiebungsfläche von etwa 10 qm Größe gefundene Diluvialmaterial als sehr störender Fremdkörper in eine Ecke gekehrt, wo etwa $^1/_2$ bis $^2/_3$ cbm davon lagen; ein Hineinfallen von oben, von der ganz sauberen Hauptabbausohle oder aus steilen Spalten, die nicht beobachtbar waren, war nach Lage der Dinge ausgeschlossen; vom Steiger und von den Arbeitern wurde mir obenein ausdrücklich versichert, daß dieser „lehmige Sand“ von der mir gezeigten Fuge stammt, aus der ich selbst entsprechendes Material herausgeholt habe.

Ob die Überschiebungsflächen in diesen beiden tiefen Abbaustellen mit der erstbeschriebenen über der Hauptabbausohle zusammengehören oder nicht, läßt sich mit völliger Sicherheit nach dem jetzigen Zustand der Aufschlüsse weder behaupten noch bestreiten, da der Zusammenhang durch Abbau unterbrochen ist. Mir persönlich erscheint dieser Zusammenhang zum mindesten sehr unwahrscheinlich; sollte er tatsächlich vorhanden gewesen sein, wie der Steiger vermutet, so müßte die Überschiebungsfläche einen sehr komplizierten Verlauf gehabt haben, und ich persönlich möchte nach dem Augenschein und der Lage der Fugen zueinander mehr an eine richtige Schuppenstruktur glauben.

Dem jetzigen Steiger ist das Vorhandensein des Diluvialmaterials auf den flachen Trennungsfugen schon seit längerer Zeit aufgefallen; ob die hoch am Berge befindlichen, sehr auffällig ähnlichen, flachfallenden Fugen alle ebenfalls solche

diluviale Überschiebungsflächen sind, läßt sich mangels jeder augenblicklichen Untersuchungsmöglichkeit der höheren senkrechten Wand vorläufig ohne Einhauen von Stufen oder Beschaffung sehr langer Leitern nicht entscheiden; ich möchte es aber sehr vermuten, denn an einer Stelle dicht unter der alten, hochgelegenen, jetzt verlassenen Sprengstoffkammer habe ich es, wie erwähnt, mit Hilfe einer langen Leiter auch feststellen können!

Fragt man sich nun nach der Ursache und dem genauen Zeitpunkt dieser sichtbaren diluvialen Überschiebungen — ob tektonisch oder Eisschub — so ist fürs erste völlig klar und sicher, daß diese beobachtbaren Überschiebungen, mögen sie bewirkt sein, wodurch sie wollen, stattgefunden haben müssen vor der Heraushebung des Alberges zu seiner jetzigen überragenden Höhe, da die sicher beobachtbare Hauptüberschiebungsfläche erheblich über dem allgemeinen Niveau der jetzigen diluvialen Umgebung liegt. Weder Eisschub noch tektonische Kräfte können die Spitze des Alberges unter den jetzigen Umständen oben auf seinen jetzigen Sockel hinaufgeschoben haben, sondern das muß passiert sein, als dieser Sockel noch erheblich tiefer, innerhalb der diluvialen Umgebung lag. Für einen tektonischen Aufschub unter den jetzigen Umständen fehlen die seitlichen Angriffsmöglichkeiten auf die isoliert aufragende Spitze, und dem Inlandeis schreiben wir doch die Tendenz zu, vorhandene schroffe Höhenunterschiede auszugleichen und abzuscheren; nicht aber wäre es verständlich, daß es sozusagen den Ossa auf den Pelion hätte auftürmen und die anderswo abgerissene Spitze auf den schon an sich hervorragenden Sockel hätte oben hinaufschieben sollen. Dieser Wahrscheinlichkeitseinwand gegen glaziale Überschiebung bleibt aber auch bei ursprünglich tieferer Lage des Sockels bestehen; immer ist durch die Aufschiebung der Anhydritspitze auf den ebenso beschaffenen Sockel ein vorher nicht oder nicht so stark vorhandener Höhenunterschied des Anhydritstockes gegen seine Umgebung geschaffen worden.

Mir scheint also aus diesen Überlegungen zu folgen, daß hier eine echte tektonische Überschiebung vorliegt, eingetreten zu einer Zeit im Diluvium, wo der Anhydritstock des jetzigen Alberges noch erheblich tiefer, innerhalb diluvialer Schichten lag, deren Reste bei der Überschiebung zwischen die Schuppen zwischengeklemmt wurden, und daß sich später, nach Abschluß dieser Schuppenbildung — und wahrscheinlich nach dem Rückzuge des letzten Inlandeises aus dem Gebiet —

der Alberg durch das erneute Auftreten hebender Kräfte erst so weit herausgehoben hat, daß er nur 50—60 m seine Umgebung überragt.

Hervorgehoben muß werden, daß einzelne Ausläufer und Abzweigungen der mit diluvialem Material erfüllten, ganz flachen Überschiebungsfugen quer durch eins oder das andere der senkrecht stehenden Schichtpakete hindurchstreichen, ohne anscheinend eine bemerkbare seitliche Verschiebung in dieser senkrecht stehenden Schichtung bewirkt zu haben, was angesichts des auch hier beobachtbaren, wenn auch sehr geringfügigen diluvialen Einklemmungsmaterials sehr auffällig ist und mir den Mechanismus der hierbei eingetretenen Bewegungen stellenweise völlig rätselhaft erscheinen läßt.

Hervorgehoben mag nochmals werden, daß die von mir sicher und mehrfach beobachteten und an einer Stelle mindestens 1½ m horizontal nach Westen in den festen Anhydrit hinein verfolgten Überschiebungsflächen nebst dem eingequetschten Diluvialmaterial rein gar nichts mit — an diesen Stellen völlig fehlenden — steilstehenden Spalten zu tun haben, und daß das in dieser horizontalen Kluft beobachtete und von mir selbst daraus hervorgeholte Diluvialmaterial unmöglich von oben her aus derartigen Spalten eingespült sein kann, sondern bei Horizontalbewegungen des Anhydrits eingeklemmt sein muß; das war nach Lage der beobachteten Verhältnisse evident.

Aber nicht nur über Tage in den sichtbaren Aufschlüssen sind solche flachen Überschiebungsflächen mit eingeklemmtem Diluvialmaterial vorhanden, auch unter Tage müssen sie nach den Ergebnissen der zahlreichen Bohrungen im Alberg und bei Stipsdorf vorhanden sein.

An beiden Stellen sind schon seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts und noch unter dänischer Herrschaft mehrfach Bohrungen auf Salz ausgeführt, die zwar bis zum Jahre 1869 erfolglos geblieben sind, aber alle miteinander höchst auffällige Ergebnisse gezeitigt haben, die schon mehrfach in der geologischen Literatur diskutiert sind, wenn auch eine richtige Lösung der hier vorhandenen Probleme bisher nicht erzielt wurde. Fast alle diese Bohrungen haben einen mehrfachen und sehr auffallenden Wechsel von Anhydrit bzw. Gips mit Diluvialschichten ergeben, kein einziges dieser Bohrprofile ist aber mit den nebenstehenden in Übereinstimmung zu bringen, trotz sehr geringer Horizontalentfernungen.

Die erste Bohrung im Segeberger Gipsbruch (1804—1806), angesetzt 50 Fuß östlich der höchsten Spitze, ergab:

154 Fuß	4 Zoll	„Gips“
⎧11 -	$4^1/_2$ -	Sandstein, kalkigen Sandstein, „Quarz und Kalk“
⎩ 5 -	$9^1/_2$ -	„Kalk und Lehm“, tonigen Kalk
89 -	$6^1/_2$ -	„Gips“
⎧ 1 -	$6^1/_2$ -	kalkigen Sandstein
⎩ 8 -	$10^1/_4$ -	„Gips mit Sand“
38 -	8 -	„Gips“
309 Fuß	$7^1/_4$ Zoll	

Der Sandstein, kalkige Sandstein, „Kalk und Lehm“, „toniger Kalk“ sind offenbar diluviale Schichten bzw. diluviales Material, dessen dem Zechsteinanhydrit fremde Natur als etwas besonders Auffälliges sorgfältig hervorgehoben ist. Diese Dinge entsprechen auf das genaueste dem von mir selbst von den höheren Überschiebungsflächen gesammelten Diluvialmaterial. In dem „Gips“ sind mehrfach Boracite gefunden.

Im Jahre 1807 wurde dann am Grunde des 125 Fuß tiefen Schloßbrunnens eine 308 Fuß tiefe Bohrung ausgeführt, die anscheinend nur Anhydrit ergeben hat, und in 433 Fuß Tiefe ebenfalls ergebnislos eingestellt wurde.

Die im Jahre 1868 im Süden des Gipsbruches angesetzte Bohrung, die in 148 m Tiefe endlich das lange gesuchte Salz fand, hat nach den mangelhaften, darüber in die Öffentlichkeit gekommenen Berichten folgendes Profil ergeben:

88,5	m	Anhydrit
41, m	— 115 m	Sand
	— 117 -	Ton
	— 120 -	Sand
		starkes Auftreten 9 proz. Sole in einer Sandschicht
	— 129.5 -	brauner, sandiger Ton
	— 134,5 -	Anhydrit
	— 148,9 -	brauner, harter, sandiger Ton, Anhydrit und „zäher, fester Ton“
dann	139 m	Steinsalz und darunter
in	287 -	Tiefe Anhydrit.

Über die von 88 bis 129 m Tiefe angetroffenen Schichten ist leider nichts näheres publiziert; daß es Diluvialmaterial gewesen ist, Sand und Geschiebemergel, ergibt sich nicht nur aus der Beschreibung, sondern darüber liegt auch noch ein Bericht eines Augenzeugen, des Berginspektors BRUHN, in den Akten des Oberbergamts Clausthal vor, der ausdrücklich angibt, daß diese Schichten mit dem über Tage in dem Anhydrit beobachtbaren fremden (diluvialen) Einlagerungen übereingestimmt hätten.

Über die nächsten 19 m liegen wenigstens etwas detailliertere Angaben in den Akten des Oberbergamts: danach sind gefunden:

von 404′ 7″ bis 412′ 6″ „grauer, fester Ton“ (— 129,5 m)
— 429′ 6″ fester Anhydrit (— 134,5 m)
— 439′ 1″ Anhydrit und „grauer Sand“ und „harter Ton“
— 445′ 3″ „grauer Ton“
— 450′ Anhydrit
— 459′ „grauer, sandiger Ton“ und Sand
459 — 472′ sehr fester Anhydrit
— 477′ 6″ „Salzton“
Steinsalz

Daß auch hier der „graue, feste Ton“ und Sand Diluvialmaterial gewesen ist, wird ausdrücklich hervorgehoben, ebenso daß die letzten 4 m (459—472′) besonders fester Anhydrit gewesen sei; zwischen diesem und dem hangenden Anhydrit liegt also eine 55 m mächtige Schichtenfolge von Sand, Ton, Geschiebemergel zu unterst mit einzelnen kleinen Anhydritbänkchen, während in der alten Bohrung von 1804/06, die nur etwa 80 m nördlich davon gestanden hat, zwei derartige Einlagerungen diluvialen Materials von 5½ und 3 m Mächtigkeit im Anhydrit konstatiert sind. Diese Diluvialschichten im Anhydrit führen sehr erhebliche Wassermassen.

Eine später in geringer Entfernung davon an der Stelle des verunglückten Schachtbaus ausgeführte Bohrung ergab unter

91 m Anhydrit
— 116,6 - „Sand“
— 118,6 - „Ton“
— 120 - „Sand mit Ton“
— 121,8 - „sandigen Ton“
— 127,2 - „braunen, zähen Ton“ mit Gips
— 127,7 - „braunen, sandigen Ton“
starke Sole
— 132 - „grauen sandigen Ton“
— 134,4 - „grauen Ton mit Anhydrit“
— 141,2 - „grauen, sandigen Ton“
— 149,1 - „braunen Ton“
— 149,9 - „sehr harte, zähe Schicht“ (Anhydrit?)
— 152 - „braunen, sandigen Ton“

und darunter wieder Salz und Anhydrit, also ein, wenn auch sehr ähnliches so doch nicht völlig übereinstimmendes Profil, und einen mehrfachen Wechsel von braunem und grauem sandigen Ton (Geschiebemergel.)

Eine andere in der Nähe des Gipsberges am Neuen Teich ausgeführte Bohrung ergab

— 106 m Diluvium „blauen Ton, Kies, Sand, Geschiebe, braunen Ton usw.“
— 110 m Anhydrit
— 110 - „zähen, grauen Ton“
— 121 - „krystallinen Anhydrit“
— 128,5 - „roten zähen Ton“ und grauen Ton in mehrfachem Wechsel

— 146 m Sand, braunen und grauen Ton mit Braunkohlestückchen
— 226 - reinen Quarzsand
— 280 - graugrünen, z. T. sehr plastischen Ton (Alttertiär?)

also noch zwei Schollen von Anhydrit eingeklemmt ins Diluvium.

Bei dem nur wenige Kilometer NO. von Segeberg entfernten Stipsdorf sind ebenfalls eine ganze Anzahl Bohrungen auf Salz ausgeführt, zum Teil ebenfalls noch in dänischer Zeit unter den Auspizien des hervorragenden Geologen FORCHHAMMER, die folgende Resultate ergaben:

1. Bohrung 1829 im Boden der 40 Fuß tiefen „Kalk"-(Gips)grube (aus der jahrhundertelang Anhydrit und Gips gebrochen wurde!):

3′ 6″ gelber Sand
5′ gelber Lehm
17′ 6″ Gips
6″ „Gips mit Lehm"
1′ 6″ gelber Lehm
4′ 4″ Gips
5′ 8″ gelber Lehm mit Sand
19′ 10″ Gips
1′ Sand
25′ 1′ Gips

148′ 5″ (einschließlich der Tiefe des Gipsbruches!)

Zweite Bohrung 1843 ebenda:

8′ 6″ gelber Lehm und grober Sand
17′ 6″ Gips
2′ gelber Lehm
4′ 4″ Gips
5′ 8″ gelber Sand und Lehm
52′ 9″ Gips
1′ Sand
24′ 2″ Gips
5′ 6″ grober Sand mit Feuerstein
5′ 6″ Gips
5′ 2″ schwarzer Ton (tertiär?)
10′ 7″ Gips und Ton gemischt

Beide Bohrungen zeigen fast genau dasselbe Profil, was für die hier vertretene Auffassung von den flach verlaufenden Überschiebungen von erheblicher Bedeutung ist; die zweite ist von FORCHHAMMER selbst kontrolliert, und diese dabei sicher beobachtete Wechsellagerung von Anhydrit und Diluvium hat diesen ausgezeichneten Beobachter zu der Annahme von dem diluvialen Alter des Anhydrits geführt[1]).

[1]) FORCHHAMMER: Die Bodenbildung der Herzogtümer Schleswig-Holstein und Lauenburg. Festgabe für die Versammlung deutscher Landwirte. Kiel 1847, S. 14 und 15.

Die Bohrung 1869, ebenfalls am Grunde der 45 Fuß tiefen „Kalkkuhle“ ausgeführt, hat gleichfalls vielfach diluviales Material im Anhydrit ergeben, doch ist hierüber kein genaues Bohrprotokoll publiziert; sie soll 97 m Anhydrit mit 8 Einlagerungen von „grauem Ton“ von 2 bis 6 m Mächtigkeit und mit Sandschichten, und darunter 20 m Salz ergeben haben; aus den mir zugänglichen Akten ist nur ersichtlich, daß bis 45 Fuß fester Anhydrit, dann „Sand mit Kohlestückchen“, dann Anhydrit,

bei 99′ „grauer Ton und Sand“
- 157′ „viel Sand“, dann
bis 194′ Anhydrit
bei 216—252′ „grauer Ton, Sand und Gips in Schichten von 2—5′ Stärke wechsellagernd“
von 252—287′ „Gips“
- 287—307′ fester Anhydrit gefunden sind,

also wiederum die mehrfache Wechsellagerung von Anhydrit mit Diluvialmaterial und starke Wassermassen in diesen Diluvialschichten.

Eine Bohrung S von Stipsdorf und O von Kalkberg ergab folgendes Profil:

4	m	„Ton“ und Sand
12	-	Anhydrit
1,5	-	„Ton“
7,0	-	Anhydrit
2,5	-	„Ton“
2,5	-	Anhydrit
6,5	-	„Ton“
25,0	-	Anhydrit
3,5	-	„Ton“
9,0	-	Anhydrit
3,5	-	„Ton“
2,5	-	Anhydrit
4,0	-	„Ton“
17,5	-	Anhydrit und dann

bis zu 120 m Tiefe Steinsalz,

also eine sechsmalige Wechsellagerung von Anhydrit und Diluvium.

In den Bohrungen NO von Stipsdorf am Kagelsberg sind im Anhydrit mehrfach „brauner, zäher „Ton“ mit Steinsalzstücken, „schwarzer Ton“ und „kohlige Bestandteile“ sowie „Ton mit erratischen Geschieben“ gefunden, also sicherer Geschiebemergel und eingeklemmtes Braunkohlenmaterial; auch hier hat zwischen dem eingeklemmten Diluvium und dem Salz nur noch 1,57 m fester Anhydrit gelegen; genauere Angaben sind nicht weiter in die Öffentlichkeit gekommen, als daß das Steinsalz in 108 m Tiefe getroffen ist. Was der „braune

zähe Ton mit Steinsalzstücken" gewesen ist, ist ganz unsicher, (roter Ton des ZO?)

Eine Bohrung SW von Stipsdorf ergab:

88 m Lehm, Sand, Ton, Kies
39 - Anhydrit
2 - roten Ton
26 - „Salzton" mit Sandschichten
2,5 - Sand mit 20 proz. Sole
10,5 - „sandigen Ton", sehr fest, dann „blauen Ton",

162 m,

also 39 m auf Diluvium überschobenen Anhydrit. Ein anderes Bohrloch NW von Stipsdorf ergab

12 m grauen, steinigen Ton, Sand, Kies, Gerölle
38 - Anhydrit
{4 - grauen Ton
{8 - Sand, Gips, Ton
6 - Anhydrit
5 - „Salzton"
42 - Salz;

also wiederum 12 m unzweifelhaft diluviale Schichten im Anhydrit. Über die weiteren, vor wenigen Jahren bei Stipsdorf heruntergebrachten Bohrungen ist nichts weiter bekannt geworden, als daß eine bei mehr als 800 m Tiefe im grünen Ton des Alttertiärs steckengeblieben ist.

Aus allen diesen Bohrungen bei Segeberg und Stipsdorf ergibt sich, daß die dortigen Anhydritstöcke ein kompliziertes Schuppensystem mit vielfach eingeklemmtem Diluvialmaterial bilden.

Außer diesen Beweisen für intensive Störungen diluvialen Alters im Anhydrit liegt aber noch ein weiterer, sehr schöner Beweis dafür vor, nämlich eine sehr interessante diluviale Reibungsbreccie aus permischem und diluvialem Material gemischt, hauptsächlich bestehend aus eckigen (aber auch gerundeten) Trümmern von Stinkkalk, Dolomit, Oolith, Rauhwacke, daneben und fest damit verkittet nordisches Material, Granit, Flint und, wie FORCHHAMMER schon beobachtete, auch tertiäres Material mit Dentalien. Diese sehr interessanten Reibungsbreccien, die von FORCHHAMMER mit „schwarzem, porösem, lavaartigem Kalkstein", von MEYN mit „altem Mörtel" (bestehend aus grobem Sand, Steinen und Kalkstein bzw. Dolomit) verglichen werden, sind von den verschiedensten Beobachtern auf der Nord- und Ostseite des Segeberger Alberges beobachtet und auch noch von mir selbst gefunden, allerdings jetzt nur noch in Form loser Blöcke im Gartenboden. Auch MEYN vergleicht einen Teil dieser Reibungsbreccien mit ihren großen

Höhlungen mit „groben Lavaschlacken", und betont, daß sie zum Teil zusammen mit gelbem Kalksandstein vorkommen, also jenem Gestein, das ich direkt von den Überschiebungsflächen unter dem anstehenden Anhydrit hervorgeholt habe, und es ist damit aus diesem eckigen Trümmergestein nun der direkte



Fig. 5.

Diluviale Reibungsbreccie aus eckigem (und z. T. auch gerundeten) Zechsteinmaterial (Rauhwacken, bituminösen Kalk usw.) mit wenig nordischen Geschieben dazwischen. Größe 1 : 1.

Nachweis intensiver, in diluvialer Zeit erfolgter Bewegungen geliefert, die das permische Gestein zertrümmert und mit diluvialem Material verknetet haben. Dieselben Breccien aus eckigem und abgerundetem permischen Gestein und Diluvialmaterial sind auch noch bei Stipsdorf gefunden.

Daß die bei den Bohrungen in Segeberg innerhalb des Anhydrits gefundenen 41 m Diluvialmaterial nicht etwa, wie ursprünglich vermutet wurde, eine ganz steil einfallende Kluft (ähnlich wie im Nordwesten des jetzigen Steinbruchs) erfüllt haben,

die von der Bohrung durchfahren wurde, sondern daß sie ganz flach im Anhydrit liegen müssen, ergibt sich daraus, daß nur 4 m fester Anhydrit zwischen diesen stark wasserführenden Diluvialmassen und dem Steinsalz lagen, was eine steilfallende Kluft völlig ausschließt, und daß die beiden letzten Bohrungen im Segeberger Anhydrit, trotzdem sie eine ganze Anzahl Meter voneinander entfernt lagen, doch faßt dasselbe Profil mit fast denselben Tiefen der eingequetschten Diluvialmassen ergaben.

Ob zwischen dem Anhydrit und dem Steinsalz noch Kalisalze liegen, wie s. Z. MEYN durch einen scharfsinnigen Indizienbeweis nachzuweisen sich bemüht hat, wird sich nur durch genaues Studium aller diesbezüglichen Akten der zuständigen Berginspektion feststellen lassen.

Für die so zum mindesten sehr wahrscheinlich gemachten tektonischen Schuppenbildungen bei Segeberg kennen wir ja ein vollständiges Analogon in der wundervollen dreifachen Schuppenüberschiebung im Miocän des Morsumkliffs auf Sylt, die auch erst in diluvialer Zeit erfolgt ist[1]), und in den Überschiebungen der Kreide von Jasmund auf Rügen auf das ältere Diluvium, und die dieses konkordant unterlagernde Kreide, die ebenfalls erst spät im Diluvium, zur letzten Interglazialzeit erfolgt ist[2]). Daß die merkwürdigen Einklemmungen diluvialen Materials im Turon von Lüneburg auch erst am Ende der letzten Interglazialzeit, nach intensiver Verwitterung dieses Diluviums, erfolgt sind, hat sich ja gleichfalls erweisen lassen[3]).

Die zahlreichen sonstigen Arbeiten, die Beweise für diluviale — z. T. interglaziale — tektonische Störungen gebracht haben, habe ich erst kürzlich zusammengestellt[4]); hinweisen möchte ich hier nur noch auf die Ausführungen von HARBORT[5]) über das Aufsteigen der Salzhorste, worin das pfeilerartige

[1]) C. GAGEL: Die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. d. Kgl. Geol. Preuß. Landesanst. 1905, XXVI, S. 246 ff.

[2]) K. KEILHACK: Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1912, XXXIII, Teil 1, S. 114 ff.

[3]) C. GAGEL: Neuere Beobachtungen über die diluvialen Störungen im Lüneburger Turon und Nachträgliches zu den diluvialen Störungen im Lüneburger Turon. Diese Zeitschr. 1905, S. *165* u. *270*, Tafel 10.

[4]) C. GAGEL: Ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. 1, S. *4*.

[5]) HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Zeitschr. 1910, Bd. **62**, S. *326—336*.

Aufragen der isolierten Anhydritstöcke Norddeutschlands auf die plastischen Eigenschaften der liegenden, durch Gebirgsbewegungen stark gepreßten Salzmassen zurückgeführt wird (Aufpressungshorste), was die nachträgliche Heraushebung des Alberges nach den Überschiebungen sehr gut verständlich machen würde.

Nicht unerwähnt lassen möchte ich die sehr auffällige Tatsache, daß von diesen Überschiebungsflächen, auf denen das diluviale Material eingeklemmt ist, noch andere Spalten unter spitzen Winkeln ausstrahlen, die stellenweise die sehr schöne senkrechte Schichtung durchsetzen, ohne sie anscheinend im geringsten zu stören oder zu verschieben; der Mechanismus dieser Spaltenbildung und Überschiebungen muß also ein sehr komplizierter gewesen sein, so daß man sich fürs erste keine recht anschauliche Vorstellung davon machen kann.

Ich möchte noch betonen, daß, wenn auch in den Bohraufschlüssen im Anhydrit mehrfach sichere Grundmoräne getroffen sein muß, nach den ganzen Beschreibungen und Angaben darüber, doch in den über Tage jetzt noch nachprüfbaren und sichtbaren, im Anhydrit eingeklemmten Diluvialmassen Grundmoräne s i c h e r n i c h t vorhanden ist, sondern nur fette bräunliche und grünliche Tonmergel und f e i n g e s c h i c h t e t e, gelbbraune Tonmergel, die mit Sandschichten bzw. Sandsteinschichten w e c h s e l l a g e r n und deren Schichtung sich den stellenweise merkwürdig windschief gebogenen u n t e r e n Grenzflächen des hangenden Anhydrits auffallend anschmiegen, so daß eine seitliche Einpressung dieses Diluvialmaterials in Spalten des Anhydrits durch das Inlandeis ausgeschlossen erscheint.

Auch möchte ich nochmals besonders hervorheben, daß die Stellen an denen jetzt das diluviale Material m i t t e n im A n h y d r i t beobachtet wurde, mindestens 40—50 m von der ehemaligen Außenseite des Anhydritstockes entfernt, also ziemlich in der Mittes des Berges liegen.

Daß auch stellenweise tertiäres Material in diesen Fugen eingeklemmt ist, sei noch besonders betont.

Was die in den Bohrregistern mehrfach erwähnten, auffälligen, r o t e n T o n e anbetrifft, so läßt sich jetzt natürlich nicht mehr einwandfrei ermitteln, was das gewesen ist; rote Tone des Diluviums sind im allgemeinen in diesem Gebiet nicht bekannt, soweit es sich nicht um die fetten, diluvial umgelagerten, roten Untereocäntone handelt; eventuell könnte es sich aber um rote permische Tone gehandelt haben, da auch sonst bei Segeberg a l l e die Gesteine beobachtet sind, die sich auch bei Lieth und Schobüll finden (ZO.)

Literatur über Segeberg
(insbesondere über die Bohrungen!).

FR. SENF: Geognostische Bemerkungen über die Gegend, in welcher die Salzquellen Lüneburg, Sülze und Oldesloe liegen. Schr. d. Geog. Soc. f. d. gesamte Mineralogie, Jena 1911, Bd. III.

STEFFENS: Geognostisch-geologische Aufsätze als Vorbereitung zu einer inneren Naturgeschichte der Erde. 1810.

FR. HOFFMANN: Geognostische Beschreibung der Hervorragungen des Flözgebirges bei Lüneburg und Segeberg. GILBERTS Ann. d. Physik 76, 1824.

VOLGER: Über die geognostischen Verhältnisse von Helgoland, Lüneburg und Segeberg. Braunschweig 1846.

KABELL: Über die geognostischen Verhältnisse des südwestlichen Holstein. Spezialber. über die Verhandl. f. Min., Geogn. und Geogr. 24. Vers. Deutscher Naturforscher und Ärzte, Kiel 1847.

FORCHHAMMER: Die Bodenbildung der Herzogthümer Schleswig-Holstein und Lauenburg. Festgabe f. d. Vers. Deutscher Land- und Forstwirthe, Kiel 1847.

MEYN: Geognostische Beobachtungen in den Herzogthümern Schleswig und Holstein. Jahresber. der 11. Versammlung Deutscher Land- und Forstwirthe, Kiel 1848.
Briefl. Mitt. über Abraumsalze in Stipsdorf. Diese Zeitschr. XXIII, 1871, S. 653.

BOLL: Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. Neubrandenburg 1846.

KARSTEN: Über die Verhältnisse, in denen die Gipsmassen zu Lüneburg, Segeberg und Lübtheen zu Tage treten. Abhandl. Kgl. Akad. Wissensch. Berlin 1848, S. 188, 189.

GIRARD: Die Norddeutsche Ebene. Berlin 1855.

HAAS: Die geologische Bodenbeschaffenheit Schleswig-Holsteins. 1889.

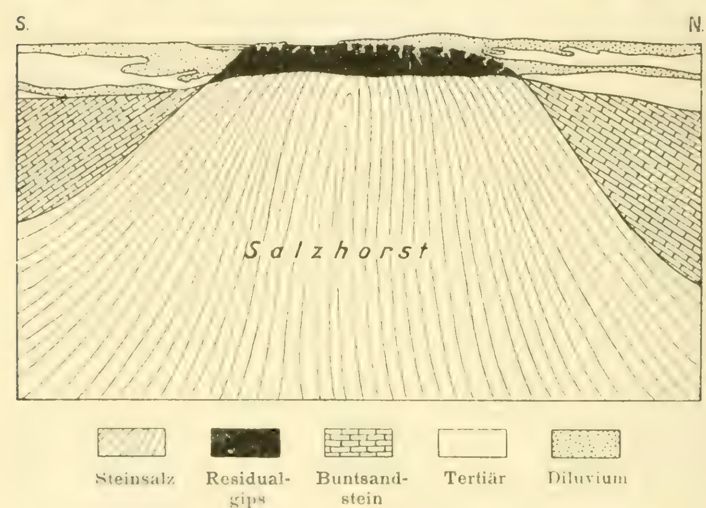
FACK: Das Vorkommen von Salz in der Provinz Schleswig-Holstein. Schriften d. naturwiss. Vereins f. Schleswig-Holstein Bd. VI.

STRUCK: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festgabe für den XVII. Deutschen Geographentag, Lübeck 1909.

Zur Diskussion sprechen die Herren KEILHACK, HARBORT, HESS VON WICHDORFF und der Vortragende.

Herr H. **HESS VON WICHDORFF** vergleicht die Verhältnisse am Ahlberg bei Segeberg mit dem in ähnlicher Weise mitten im Diluvium emporragenden Gips- und Salzstock von Sperenberg südlich von Berlin. Umgeben von außerordentlich mächtigen diluvialen Ablagerungen, die bereits in der Nähe des Gipsstockes zusammen mit starken, von den in der Nachbarschaft anstehenden Tertiärschichten losgerissenen und im Diluvium eingebetteten Tertiär-Schollen eine Mächtigkeit von 140—190 m erreichen, erhebt sich der Sperenberger Gipsstock bis dicht an die Oberfläche, z. T. treten die Gipsfelsen in der Nähe des jetzigen Gipsbruches stellenweise ohne Diluvialdecke direkt zutage. Der Gipsstock von Sperenberg stellt eine gleichmäßige Hutbildung auf dem im Untergrund befindlichen, steil auf-

gepreßten Salzstocke dar. Die Mächtigkeit dieses Gipshutes beträgt bereits am Rande gegen 50 m und steigt in der Mitte überall bis zu etwa 100 m an. Der Salzspiegel liegt ganz gleichmäßig in der Höhe der anlagernden Buntsandsteinschichten (vgl. das untenstehende Profil.) Die zahlreichen fiskalischen Bohrungen, die teils im Bereich des Gipshutes, teils außerhalb desselben niedergebracht worden sind, haben nun ergeben, daß weder am Salzstock noch an dem ihn bedeckenden Gipshut irgendwelche diluvialen Störungen, Einpressungen oder Über-



Profil des Gipsstockes von Sperenberg bei Berlin.
Hutbildung auf dem Zechsteinsalzhorst). Maßstab 1 : 25000.
(In natürlichem Höhenverhältnis.)

schiebungen geschehen sind; vielmehr zeigen die bis über 1250 m tiefen Bohrungen die regelmäßige steile Aufpressung des Salzgebirges. Wohl aber haben diese staatlichen Bohrungen eine Erscheinung aufgewiesen, die ganz analog den Beobachtungen am Ahlberg bei Segeberg zu sein scheint, sich aber bei Sperenberg als rein sekundär herausgestellt hat, das Auftreten oft mächtiger Diluvialschichten scheinbar mitten im Gipse. Es hat sich nämlich bei dem Sperenberger Vorkommen feststellen lassen, daß hier ausgedehnte Schlottenbildungen im Gips vorhanden sind, die oftmals schief und gewunden, nach unten zu aber vielfach nahezu senkrecht verlaufen. Sie sind mit dem Diluvial- und Tertiärschollenmaterial der diluvialen Decke ausgefüllt. Am Rande des Gipsstockes gehen die Schlotten

sogar bis auf den Salzspiegel herab, oben noch stark geneigt und gewunden, unten nahezu senkrecht; so hat z. B. Bohrloch III unter 63 m Diluvium von 63—79 m festen Gips, von 79 bis 85 m klüftigen Gips und von 85—111,5 m Gips mit sanderfüllten Klüften unmittelbar auf dem darunter folgenden Steinsalz ergeben. Die Bohrung II, die von 30,4—115,8 m Gips aufweist, hat dagegen zahlreiche gekrümmte Schlotten angeschnitten und sie z. B. bei 56 m, 84 m und 92 m mit Sand, Tonmergel und Kohlenletten erfüllt gefunden. In der Mitte des Gipsstockes scheinen die Schlotten nicht allzu tief in den Gips hineinzuragen, wenigstens hat die auf der Sohle des großen Gipsbruches angesetzte Bohrung I nur von 0—28 m klüftigen Gips mit sanderfüllten Klüften, von 28—88,8 m dagegen festen Gips über dem Steinsalz angetroffen.

Bezüglich der Entstehungszeit des Sperenberger Salzstockes und seines mächtigen Gipshutes schließe ich mich durchaus der Meinung des Herrn E. HARBORT an. Hätte der Gipsstock in seiner heutigen Höhenlage bereits vor Beginn der Eiszeiten existiert, so würde er von dem heranrückenden Inlandeis eine weitgehende Veränderung und teilweise Zerstörung erlitten haben. Er zeigt aber in seiner 1¾ km langen und 1 km breiten Ausdehnung einen geradezu modellartig gleichmäßigen Aufbau.

Herr **W. HUTH** spricht sodann **zur Kenntnis der Epidermis von *Mariopteris muricata*.** (Mit 10 Textfiguren.)

Als die erste Mitteilung über die Epidermis von *Mariopteris muricata* für die Paläobotanische Zeitschrift[1]) gerade druckfertig war, erhielt ich von Herrn GOTHAN aus Paris die Nachricht, daß ZEILLER bereits *Alethopteris Grandini* aus dem oberen Produktiven Carbon maceriert hätte. Da die Zeitschrift in kürzester Zeit erscheinen sollte, so fügte ich die mir gemachte Mitteilung eiligst noch im Petitdruck an die Arbeit an. Wie nun ZEILLER nach Empfang der oben erwähnten Arbeit in einem Briefe an GOTHAN mitteilt, hat er aber *Alethopteris Grandini* tatsächlich nicht maceriert, sondern die Oberflächenstruktur der Pflanze bot sich ihm durch einen Zufall für mikroskopische Beobachtung dar.

Er sagt darüber in dem genannten Schreiben: „. . . cette cuticule s'offrait toute prête pour l'examen microscopique sur

[1]) Paläobotanische Zeitschrift, Bd. I, 1912, Heft 1, S. 7 ff., Taf. I, II.

l'échantillon lui-même, et je n'ai eu aucune préparation à lui faire subir, aucun mérite par conséquent à l'étudier et à en donner la figure. L'observation de M. HUTH constitue donc une découverte vraiment nouvelle et d'un réel intérêt en ce qu'elle montre la possibilité de trouver, parmi les Fougères ou les Ptéridospermées houillères, des échantillons se prêtant à la préparation et à l'étude de la cuticule." An anderer Stelle in demselben Briefe sagt er: „c'est la première fois



Phot. OTTO ROTH.

Fig. 1.

Mariopteris muricata. Halde der Myslowitzgrube. Liegendes des Moritzflözes; leg. H. P. 4. 89.

qu'on arrive à obtenir une préparation de cuticule de Fougère (ou Ptéridophyllée) du terrain houiller par la méthode de SCHULZE. Je l'ai essayé bien souvent et n'ai jamais rien obtenu . . ."

Es ist demnach also tatsächlich das erste Mal, daß es gelungen ist, Farnepidermen[1]) aus dem Produktiven Carbon zu präparieren und zu mikroskopieren, und nur darin liegt auch zunächst die Hauptbedeutung dieser kleinen Arbeit. Ob es gelingen wird, in mehreren oder gar in vielen Fällen

[1]) Bei Cycadophyten aus dem Carbon ist die Sache schon lange bekannt, siehe ZEILLER: Bass. houill. et perm. de Blanzy et du Creusot, fasc. II, 1906, texte, S. 194.

die Epidermen so zu präparieren und mikroskopisch studieren zu können, bleibt vorläufig fraglich. Wenn es aber gelingen sollte, so ist nicht ausgeschlossen, daß die Oberflächenstruktur vielleicht zur Klassifizierung der Farne des Carbons mitbenutzt werden könnte, und dadurch wäre möglicherweise ein Mittel vorhanden, die Klassifizierung im rezenten Sinne natürlicher zu gestalten. Jedenfalls handelt es sich hier nur um allererste Versuche, und eine große Anzahl gut gelungener



Fig. 2. Phot. Otto Roth.

Mariopteris muricata. — Jüngeres Exemplar. — Niederschlesien. Hangendzug, Johann Baptistagrube b. Schlegel — ↑ u. ↑ bezeichnen die Stellen, an denen die beiden macerierten Stücke abgeschlagen sind.

Präparate dürfte erst mit einiger Sicherheit zeigen, ob die weiter unten angeknüpften theoretisch-hypothetischen Ausführungen aufrecht erhalten werden können.

Die Macerationen sind bisher bei drei verschiedenen Resten aus dem Produktiven Carbon gelungen. Es handelt sich um einen aus Oberschlesien stammenden Rest vom *Mariopteris*-Typus[1]), der als Art noch nicht genauer bestimmt werden konnte, und um zwei Stücke von *Mariopteris muricata*, von denen eins aus Oberschlesien (Fig. 1) und eins aus Niederschlesien (Fig. 2) ist. Bei dem Stück Fig 1 gelang die

[1]) Dieser Rest ist abgebildet in Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, Lf. VIII, 1913, Nr. 151.

Maceration verhältnismäßig leicht, da hier ein Rest vorliegt, bei dem die kohlige Haut des Farnes an allen Stellen entweder von selbst leicht abblätterte oder doch mit dem Messer leicht zusammenhängend abzuheben war. Bei dem Stück Fig. 2 war ein derartiges Verfahren vollständig ausgeschlossen, denn die kohlige Haut des Farns war — wie das in fast allen Fällen zu sein pflegt, wenn der Kohlerest des Farns noch vorhanden und die Pflanze nicht überhaupt nur als Abdruck erhalten ist — mit dem Tongestein



Phot. W. Huth.

Fig. 3.

Epidermis der in Fig. 1 abgebildeten *Mariopteris muricata*. Vergr. ca. 55 fach. — Die Figur zeigt deutlich die Streckung der Epidermiszellen über einem sich dichotom verzweigenden Gefäßbündel.

absolut fest verbunden, so daß eine Ablösung auf mechanischem Wege nichts als mikroskopisch kleine und etwas größere schwarze Kohlebröckchen ergab.

Hier benutzte ich nun folgendes Verfahren: Ich schlug von den durch + und ‖ bezeichneten Stellen durch einen kleinen Meißel zwei Stückchen des Farns mit dem fest daran haftenden Gestein ab und brachte die Gesteinsstückchen in das Schulzesche Macerationsgemisch.

Auf die Methode von Schulze gehe ich hier nicht näher ein, da ich in meiner ersten Mitteilung[1]) genaueres darüber

[1]) Paläobot. Zeitschr. usw.

mitgeteilt habe und auch an verschiedenen anderen Orten in der Literatur genaue Beschreibungen darüber vorhanden sind [1]. Ich erwähne nur, daß in diesem Falle nach längerer Behandlung — nach Braunfärbung des Kohlehäutchens und Wegwaschung der dunkelfärbenden Substanz — sich die Oberepidermis von den Gesteinsstückchen zusammenhängend löste und auf den Objektträger gebracht werden konnte.

Bemerkenswert ist, daß es mir in keinem Falle gelungen ist, irgendeine Struktur der Unterepidermis

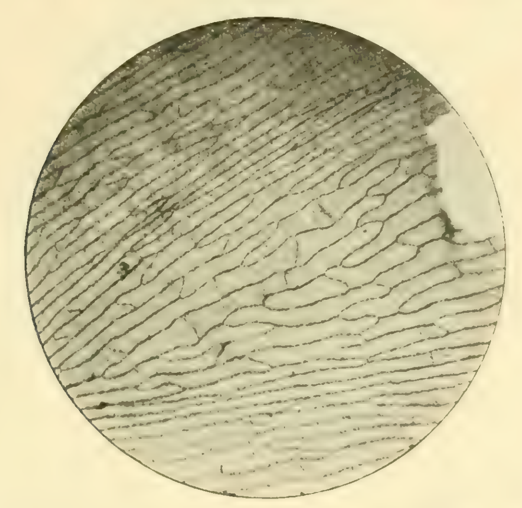


Fig. 4. Phot. W. Hurn.

Ein Teil des in Fig. 3 dargestellten Epidermisstückchens, ca. 80 fach vergrößert.

zu erkennen. Diese scheint in den Fällen, welche mir vorlagen, zerstört zu sein, oder ist auch wohl im Lebenszustande der Pflanze außerordentlich dünn gewesen. Sehr feine dünne Häutchen, die ich einmal erhielt und betrachten konnte, ließen keine Spur von irgendeiner Zellstruktur erkennen. Auch durch kein Färbemittel habe ich irgend etwas erreichen können.

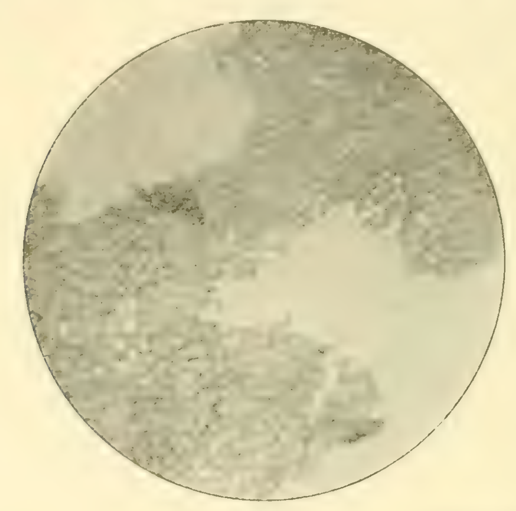
Ich bin der Ansicht, daß bei den von mir gemachten Präparaten tatsächlich die eigentlichen Epidermen —

[1] z. B. Gümbel: „Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen“ (Sitzgsber. d. Kgl. bayr. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Cl. 1883, 3. März).

nicht aber nur bloße Abdrücke der Zellen — vorliegen, bei denen allerdings wohl die innere, untere Begrenzungsschicht der Zellen fehlt. Diese Epidermen sind als äußerst dünne, hellbraune Pflanzenhäutchen zu erkennen.

Die Präparate ohne Ausnahme sind äußerst durchsichtig. Die Expositionszeit für die Mikrophotographie war daher nur eine sehr kurze und betrug für alle Fälle etwa 10—12 Sekunden.

Ich hatte in der ersten Besprechung dieser Epidermen versucht, einiges über ihre Anatomie zu sagen und mehrere



Phot. W. Hurn.

Fig. 5.

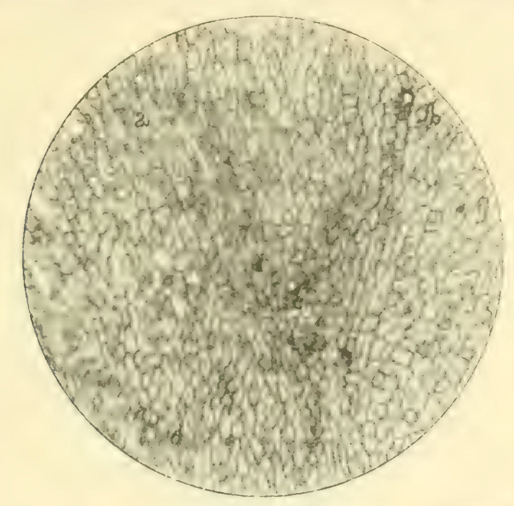
Epidermis der in Fig. 2 abgebildeten *Mariopteris muricata* von der mit bezeichneten Stelle. — Zeigt deutlich Neigung zur Längsstreckung der Epidermiszellen. Vergr. ca. 55fach.

Möglichkeiten ihrer physiologischen Bedeutung angeknüpft. Auch hier möchte ich einige Gedanken darüber aussprechen, betone aber ausdrücklich, daß bei dem bisher vorhandenen wenigen Material natürlich noch nichts mit Sicherheit festzustellen ist, sondern daß es sich besonders in bezug auf die „Frage der Spaltöffnungen“ um rein theoretische, vorläufige Betrachtungen oder gar um Hypothesen handelt.

Bezüglich der Form der Zellen zeigen die fossilen Epidermen nichts anderes als die Epidermiszellen unserer heutigen Farne. Die Zellen der einen Art sind langgestreckt und

ziemlich schmal, während die der anderen in ihren Flächendurchmessern in verschiedenen Richtungen im allgemeinen gleich sind. Sehr schön ist bei beiden Arten die Streckung der Zellen über den sich verzweigenden Gefäßbündeln und die abweichende Form der Zellen zwischen den Gefäßbündeln (Fig. 3, 4, 6, 7).

Obwohl es sich hier um die Präparate von zunächst nur zwei Pflanzen handelt, zeigt sich schon, daß die Oberflächenanatomie, sofern sie mit in Betracht gezogen wird, zu



Phot. W. Huth.

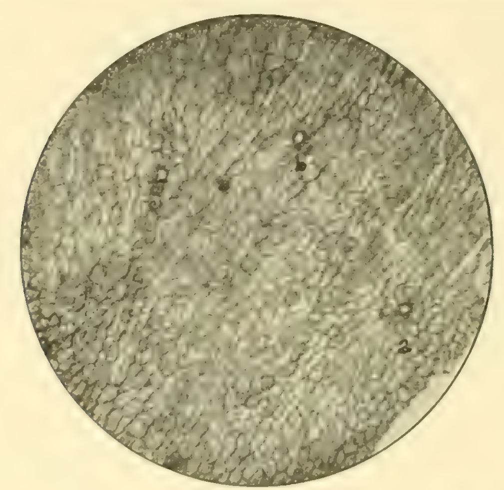
Fig. 6.

Epidermis der in Fig. 2 abgebildeten *Mariopteris muricata*. — Ein Teil des in Fig. 2 durch [illegible] bezeichneten Stückes. *a*, *b*, *c* und *d* Spaltöffnungen. — Vergr. ca. 55 fach. — Die Figur zeigt deutlich die Streckung der Zellen über einem sich verzweigenden Gefäßbündel.

anderen Resultaten führen könnte als die gewöhnliche paläobotanische Bestimmung nur nach der äußeren Form; denn die Epidermen der beiden Pflanzen, welche letzteren jeder Paläobotaniker beide als *Mariopteris muricata* bestimmen würde, zeigen wesentliche Verschiedenheiten. Die eine Art hat langgestreckte Zellen, während bei der zweiten die Flächendurchmesser der Zellen in verschiedenen Richtungen annähernd gleich sind. Außerdem hat die Pflanze Fig. 2 noch eine Anzahl von kleinen runden Löchern in der Epidermis, die ich als „Spaltöffnungen" oder besser gesagt als „Atemporen" ansprechen möchte (genaueres darüber siehe weiter unten).

Ich habe immer — und auch die anderen Autoren haben wohl sicher, wie ich aus den Abbildungen der Mariopteriden besonders auch bei ZEILLER entnehme — die Form Fig. 2 für eine Jugendform oder doch zum mindesten für eine noch wenig gegliederte Wedelspitze, also eine noch nicht völlig ausgewachsene Bildung von *Mariopteris muricata* angesehen, was äußerlich dadurch zu erkennen ist, daß die einzelnen Fiedern noch recht wenig differenziert sind.

Man könnte nun vielleicht annehmen, daß mit dem Älterwerden der Pflanze eine Streckung der Epidermiszellen Hand



Phot. W. HUTH.

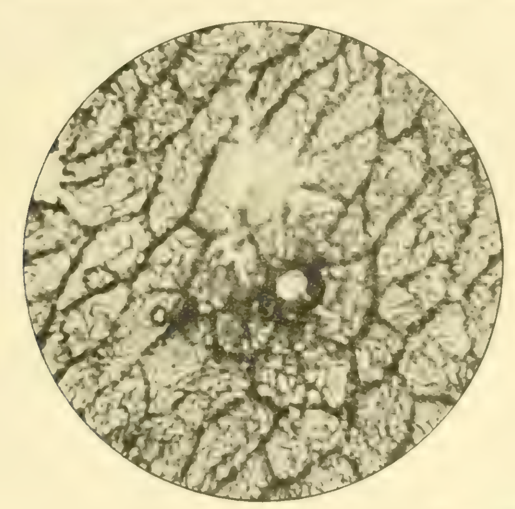
Fig. 7.

Epidermis der in Fig. 2 abgebildeten *Mariopteris muricata*. — Ein anderer Teil des durch + bezeichneten Stückchens. *a*, *b* und *c* Spaltöffnungen; *c* ist dieselbe Spaltöffnung wie *b* in Fig. 6.

n Hand gegangen sei, und daß sich diese langgestreckten Zellen der Pflanze (Fig. 1) also erst bei ausgewachsenen Exemplaren zeigen.

Bei Fig. 1 handelt es sich, dem Äußeren nach geurteilt, um ein ausgewachsenes Exemplar. Auch ist bei den Epidermispräparaten der Pflanze Fig. 2 (Fig. 5—8) eine Neigung zur Längsstreckung wohl zu erkennen. Merkwürdig ist nur, daß sich bei Fig. 1 die erwähnten „Atemporen" bisher nicht nachweisen ließen. Daß diese mit dem Altern der Pflanze völlig verschwinden könnten, ist wohl ausgeschlossen. Es müßten zum mindesten erkennbare Erinnerungen daran zurück-

bleiben. Nun beträgt aber die Anzahl der „Atemporen" auf einem Blattstückchen von 5 qmm 10, d. h., es finden sich im Durchschnitt 2 Poren pro qmm. Die Anzahl dieser „Spaltöffnungen" ist also sehr gering, denn nach HABERLANDT finden sich im Durchschnitt 100—300 Spaltöffnungen auf den qmm. Vielleicht ziehen sich die „Spaltöffnungen" mit dem Alter der Pflanze durch die Längsstreckung der Zellen so weit auseinander, sind also so zerstreut, daß man auf einem so kleinen Präparat selten eine hat. Sollten sich die Zellen von Fig. 5—8 mit dem Älterwerden tatsächlich so weit strecken, daß sie die



Phot. W. Hirth.

Fig. 8.
Spaltöffnung *a* in Fig. 7, ca. 300 fach vergrößert.

Form von Fig. 3 u. 4 annähmen, so wäre diese Streckung tatsächlich so beträchtlich, daß die Poren sehr weit auseinanderliegen müßten. Jedenfalls müssen über diese wichtige Frage eingehendere Untersuchungen bei vielem Material Auskunft geben. Einstweilen kann man darüber noch gar kein Urteil abgeben. Es ist aber anderseits wohl möglich, daß es sich hier um zwei verschiedene Pflanzen handelt.

Ich hatte nun in der oben erwähnten kleinen Arbeit versucht, einiges über die Physiologie dieser bereits erwähnten „Spaltöffnungen" oder „Atemporen" zu sagen. Auch hier möchte ich über diese interessante Frage einige Betrachtungen anknüpfen.

Zunächst möchte ich darauf hinweisen, daß diese „Spaltöffnungen“ eine sehr große Ähnlichkeit [1]) mit den Atemporen der Marchantiaceen haben, besonders mit denen von *Reboulia hemisphaerica*, *Lunularia vulgaris* und einigen anderen. Der Unterschied ist nur der, daß sich bei den Marchantiaceen mehrere Kränze von „Schließzellen“ finden, wohingegen hier nur ein Kranz[2]) solcher vorhanden ist.

Voigt[3]) erklärt den Ausdruck „Schließzellen“ für die Marchantiaceen mit folgenden Worten: „Unter „Schließzellen“ verstehe ich diejenigen Epidermiszellen, welche sich an der Bildung der Porenkuppel beteiligen und sich als solche immer durch geringere Größe und abweichende Form — in einigen Fällen auch durch charakteristische Wandverdickungen — auszeichnen.“

Ob hier eine Porenkuppel vorhanden gewesen ist, läßt sich natürlich nicht mehr feststellen. Daß im Lebenszustande der Pflanze eine vorhanden gewesen sein könnte, ist natürlich nicht unwahrscheinlich.

Auch die geringe Anzahl der Spaltöffnungen stimmt ungefähr mit der der genannten Marchantiaceen überein.

Es handelt sich allerdings hier um eine Oberepidermis, und auf dieser ist die Anzahl der „Spaltöffnungen“ für gewöhnlich geringer. Bei diesen Carbonfarnen jedoch scheint die Unterseite der Fiedern wohl gar keine „Spaltöffnungen“ besessen zu haben, und auch äußerst dünn gewesen zu sein, denn ich kann mir sonst nicht erklären, warum die Unterepidermis so wenig erhalten ist und gar nichts erkennen läßt.

Auch über die Art des Öffnens und Schließens der Atemporen wage ich einige Annahmen zu machen. Vielleicht haben die Schließzellen durch Nachlassen des Turgor eine Streckung in radialer Richtung erfahren und so die kleine Öffnung verkleinern oder vergrößern können, ähnlich etwa, wie die Iris des Auges die Pupille vergrößert und verkleinert. Die Verengungsfähigkeit ist aber wahrscheinlich eine ziemlich geringe gewesen, und ein völliges Schließen dieser Poren ist wohl kaum anzunehmen.

[1]) Zeiller erwähnt in dem oben genannten Briefe auch eine gewisse Ähnlichkeit mit *Frenelopsis*. (Obs. sur quelques cuticales fossiles, Ann. d. Sc. nat., 6e sér. Bot. t. XIII [1882], p. 231, pl. XI, Fig. 2—10. Dieser Ansicht möchte ich mich nicht anschließen.

[2]) Es ist zwar ein zweiter konzentrischer Kranz von Zellen stets deutlich sichtbar, aber diese Zellen sind weniger differenziert gegenüber den umliegenden Zellen, und man kann sie deswegen wohl kaum auch als „Schließzellen“ ansprechen.

[3]) Bot. Zeitung, 37. Jahrg., Nr. 47, S. 745.

Infolge der genannten Eigenschaften hätten diese runden „Spaltöffnungen" also in physiologischer Hinsicht eine gewisse Ähnlichkeit mit den allerdings spaltenförmigen Spaltöffnungen der Schwimmpflanzen, die von HABERLANDT eingehender untersucht worden sind. HABERLANDT sagt darüber[1]): „Der Bau ihrer Schließzellen weicht vom gewöhnlichen Typus sehr häufig in der Weise beträchtlich ab, daß der

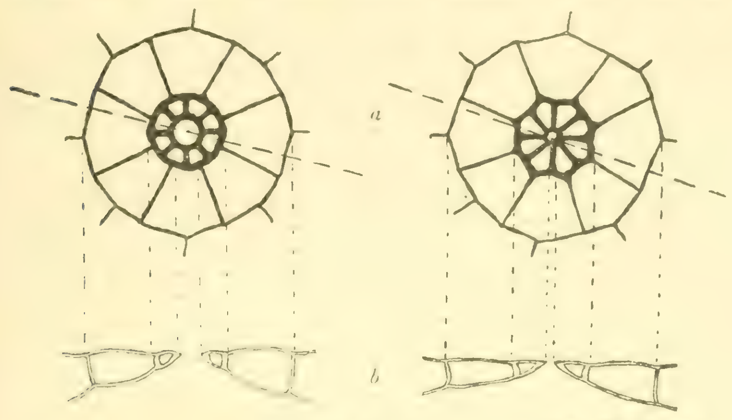


Fig. 9 u. 10. Gez. W. HUTH.

Schematische Darstellung des „Schließapparates der Spaltöffnungen" von *Mariopteris muricata* in etwa 300facher Vergrößerung. — Fig. 9 geöffnet, Fig. 10 halb geschlossen. *a* Flächenansicht, *b* hypothetischer Querschnitt. — Ich möchte zu diesen Figuren bemerken, daß die Querschnitte rein hypothetisch sind. Die langgestrichelten schrägen Linien in den Flächenansichten *a* geben etwa die Richtung der in *b* dargestellten hypothetischen Schnitte an.

Spaltenverschluß nicht durch Berührung der vorgewölbten Bauchwände zustande kommt, sondern ausschließlich auf der mehr oder minder vollständigen Annäherung der stark verbreiterten äußeren Cuticularleisten beruht."

Von SCHWENDENER[2]) wurde angegeben, daß bei verschiedenen Wasserpflanzen (*Alisma Plantago*, *Calla palustris*, *Salvinia natans*) die Spaltöffnungen niemals geschlossen werden, „weder beim Liegenlassen in Glycerin, Jodlösung, Säuren usw., noch unter dem Einfluß der Dunkelheit. Die

[1]) Physiologische Pflanzenanatomie 1904, S. 412.

[2]) SCHWENDENER: Über Bau und Mechanik der Spaltöffnungen. Monatsber. d. Berliner Akad. 1881, S. 853.

Schließzellen bleiben vielmehr auch im spannungslosen Zustande gekrümmt, die Spalten geöffnet."

Bei den Wasserpflanzen also und bei hygrophilen Pflanzen, wie es ja auch die Marchantiaceen fast durchgängig sind, schließen sich die Spaltöffnungen oder Atemporen entweder niemals oder doch nur mäßig, selten jedenfalls vollständig.

Es könnte sich also demnach hier wohl um hygrophile Farne handeln, welche Annahme sich ja auch mit allen übrigen Ansichten über das Klima des Produktiven Carbons durchaus vereinigen ließe. Denn nach der allgemeinen Annahme ist das Klima der Carbonmoore ständig sehr feucht gewesen und, diesen feuchten Standorten angepaßt, brauchten die Spaltöffnungen auch nicht zur Deckung großer Transpirationsverluste in der heutigen komplizierten Weise ausgebildet zu sein; umgekehrt würde also diese Art der Ausbildung der Spaltöffnungen die weitverbreitete Annahme über das feuchte Klima des Produktiven Carbons unterstützen. Ebenso würde sich dann auch die geringe Anzahl der Spaltöffnungen erklären, oder die Tatsache, daß gar keine vorhanden sind.

Die Epidermis ist außerdem für Wasserdampf nicht undurchlässig. SADEBECK[1]) sagt: „Außer bei den Hymenophyllaceen, welche als hygrophile Farne keine Spaltöffnungen und Intercellularräume besitzen, fehlen solche auch bei anderen Farnen, deren Epidermis zu keiner vollständigen Entwicklung gelangt ist, also bei den ebenfalls hygrophilen Farnen, welche durch ihre Blätter den größten Teil des Wasserbedarfs auf osmotischem Wege von der Umgebung beziehen, so z. B. *Asplenum obtusifolium* L.[2])."

Tatsächlich ist wohl auch bei den hier untersuchten *Mariopteris*-Arten die Cuticula sehr dünn gewesen, so daß eine Aufnahme des die Oberfläche benetzenden Wassers — durch die häufigen Niederschläge hervorgerufen — auf osmotischem Wege stattgefunden haben kann, so daß also entweder nur cuticulare oder neben dieser doch nur ganz untergeordnet stomatare Transpiration stattgehabt hat.

Vielleicht sind die beschriebenen „Atemporen" in Wirklichkeit ganz ähnlich gewesen wie die Atemporen der heutigen Marchantiaceen. Es würde nur der eine Grund dagegen sprechen, daß, da die Farne in der Entwicklung über den

[1]) In ENGLER-PRANTL I, 4, S. 66.

[2]) Hinweisen mochte ich hier auch auf die sogenannten Wassergruben bei *Polypodium vulgare*; s. POTONIÉ: Flora des Rotliegenden von Thüringen 1893, S. 54 ff., Fig. 1, bzw. sein Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie.

Moosen stehen, diese Tatsache wohl kaum zu vermuten wäre. Immerhin ist es ja möglich, daß im Produktiven Carbon die Farne doch in anatomischer Beziehung auf einem Stadium niederer Entwicklung standen.

Ich möchte noch bemerken, daß von HABERLANDT der Einwand gemacht worden ist, es könnte sich hier ebensogut auch um die Ansatzstellen von Härchen handeln. Dieser Einwurf muß aber zurückgewiesen werden. Ich habe diese Tatsache in meiner ersten Besprechung gar nicht erwähnt, weil sie für einen Paläobotaniker nicht in Betracht kommen konnte. Denn überall, wo sich im Carbon behaarte Farne finden, sind die Härchen deutlich als feine Kohleteilchen auf dem Rest des Farnes erhalten; ich erinnere z. B. an *Neuropteris Scheuchzeri*. Man könnte ja nun glauben, daß die Pflanze in der Jugend behaart gewesen wäre, und daß die Haare infolge der Cutinisation der Zellen an der Insertionsstelle später abgefallen wären. Aber auch dann müßte man auf den jugendlichen Pflanzen die Härchen finden. Ich habe eine recht große Anzahl von *Mariopteris muricata*-Resten in der Hand gehabt, und habe nie, weder mit bloßem Auge noch mit der Lupe, noch mit dem Binokularmikroskop jemals Härchen entdeckt. Auch anatomisch würde an einer solchen Stelle, an der ein Haar abgefallen ist, kaum eine derartige Konfiguration, wie sie hier vorhanden ist, möglich sein. Von all den Möglichkeiten, die überhaupt für die Erklärung dieser runden Öffnungen in der Epidermis in Betracht kommen, ist zweifellos diejenige der „Atemporen" am wahrscheinlichsten. Ich wüßte jedenfalls keine andere Möglichkeit, die zur Erklärung in Betracht käme.

Zum Schluß möchte ich nochmals betonen, daß es sich bei den Ausführungen über die Physiologie dieser Epidermen und ihrer wahrscheinlichen „Atemporen" nur um Gedanken über diese Gebilde handelt, die vorläufig infolge des noch äußerst mangelhaften Materials und der großen Schwierigkeit, sich diese Präparate überhaupt herzustellen, noch unbewiesen sind. Jedenfalls möchte ich durch diese zweite kleine Besprechung nochmals darauf hinweisen, wie wichtig diese Errungenschaft für die Paläobotanik werden kann.

Herr **W. HUTH** macht zum Schluß noch eine Mitteilung über **eine neue Fundortsverwechselung.**

In der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 1. Mai 1912 hatte Herr ZOBEL[1]) von einer wichtigen

[1] Siehe auch Paläobotan. Zeitschrift, Bd. 1, Heft 1.

Fundortsverwechslung Mitteilung gemacht und in seinen Ausführungen festgestellt, daß *Marsilidium speciosum* SCHENK aus dem Wealden identisch sei mit *Sphenophyllum Thoni* MAHR aus dem Rotliegenden. Im Anschluß daran hatte Verf. in der Diskussion eine ähnliche Fundortsverwechselung erwähnt, die bei der Bearbeitung der Monographie über die Gattung *Mariopteris*[1]) zutage getreten war. Es handelt sich um eine typische *Mariopteris muricata*, die von SCHENK in seiner Wealdenflora, 1871, S. 15, Tab. VIII, Fig. 1 als *Alethopteris Huttoni* SCHIMPER beschrieben und abgebildet worden war. Jetzt ist in der neuesten Literatur wieder eine ähnliche Verwechselung zu vermelden. Es handelt sich um ein von Herrn H. HAMSHAW THOMAS[2]) als *Cladophlebis lobifolia* beschriebenes Stück, das ohne Zweifel als eine typische *Mariopteris muricata* aus dem Produktiven Carbon zu erkennen ist. Es ist diese Verwechselung wohl so zu erklären, daß das Stück durch irgendeinen Zufall aus dem im Süden an den Distrikt von Isium angrenzenden Donetz-Carbon-Revier dorthin verschleppt und in eine Sammlung von Jurafossilien geraten ist, die Herrn THOMAS zur Bearbeitung überwiesen worden war.

Zur Diskussion spricht Herr JENTZSCH.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. BÄRTLING. HENNIG.

1) HUTH: Die fossile Gattung *Mariopteris* in geologischer und botanischer Beziehung, Berl. 1912, S. 49, Fig. 13. — Abb. u. Beschr. foss. Pflanzenr., Lief. VIII, 1913, Nr. 143, S. 11, Fig. 5.

2) THOMAS: The Jurassic Fl. of Kamenka. Mém. Com. Géol., nouv. sér., livr. 71, Petersburg 1911.

Briefliche Mitteilungen.

11. Über den Bau alpiner Gebirge.

Von Herrn R. Lachmann.

(Mit 12 Textfiguren.)

Die Vorstellung von der Einheitlichkeit in der Bildung von Gebirgen hat in den letzten Jahrzehnten durch die Fortschritte in der Erkenntnis vom Bau der Alpen starke Ein-

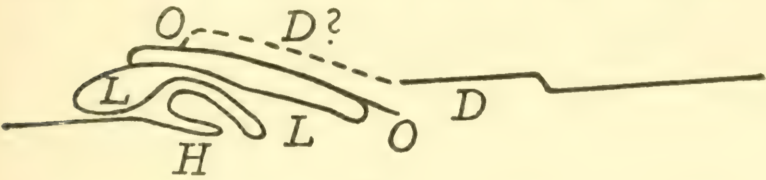


Fig. 1.
H = Helveticum. *L* = Lepontinum. *O* = Ostalpinum. *D* = Dinaricum.
Schema der Alpen nach der Deckenlehre in ihrer heutigen Form.

buße erlitten. Nicht Faltenwellen sind es wie im Jura, in den Appalachen und im Ural, welche den Grundtypus des alpinen Gebirgsbaues darstellen, sondern dünne Bewegungslamellen, Decken genannt, welche durch Bewegung vornehmlich in horizontaler Richtung übereinandergeschichtet worden sind. Die von Schardt, Lugeon und Termier begründete, von Steinmann, Suess und Uhlig übernommene und ausgebildete Deckenlehre will den Aufbau der Alpen in der Weise erklären, daß die vier heute im Alpenkörper vereinigten helvetischen, lepontinischen, ostalpinen und dinarischen Massen (Fig. 1) nach Süden zu auseinanderzureihen sind und hier vor der Alpenfaltung nebeneinander als besondere Sedimentationsbezirke gelegen haben.

Im einzelnen bestehen nun diese vier Zonen nicht aus einer einzigen liegenden Falte oder Überschiebungsdecke,

sondern die helvetischen und lepontinischen Anteile der Alpen werden wieder in je bis zu acht Decken, die ostalpine Region in mindestens zwei Decken aufgelöst, die ihre Lage zueinander durch Schub von Süden nach Norden unabhängig von der entgültigen Zonengruppierung erhalten haben müssen. Wie stark die Komplikation innerhalb der einzelnen Deckensysteme gedacht wird, zeigen die ARGANDschen Profile durch das lepontinische Gebiet im Wallis.

Aber selbst mit dieser außerordentlichen Massenkonzentration durch Südschub kommt die Deckenlehre nicht aus. ARNOLD HEIM und KOBER haben in weitgehendem Maße von der Hilfstheorie der Deckeneinwickelung Gebrauch gemacht. Bei dieser Vorstellung war noch nach der Überschiebung der vier Hauptzonen im Körper der Alpen ein starker Südschub am Werke, durch welchen beispielsweise der hangendste Teil des Lepontinums (Radstädter Tauerntrias) in den liegendsten Teil des Ostalpinums (Quarzite und Gneise) eingefaltet und in dieser Umhüllung um mehr als 50 km nach Norden verfrachtet ist.

Nehmen wir also die konsequenten Vertreter der Deckenlehre beim Worte, so müssen wir, um die Lage der Südalpen vor der Faltung zu rekonstruieren, zunächst die Deckensysteme aus ihrer gegenseitigen Verschlingung auseinanderwickeln, dann zweitens die vier Faciesbezirke durch Ausglättung der Hauptwellen nebeneinandersetzen und endlich innerhalb jedes Deckensystems die Verfaltung der Unterzonen entwirren.

Versuchen wir einmal, zahlenmäßig den Betrag des Schubes aus Süden abzuschätzen. Zwei Deckeneinwickelungen in jedem Profil bewirken eine Verkürzung um 100 km, das Helveticum, als Deckfalte mit 30 km Ausschlag, bringt 60 km, das Lepontinum mit 80 km Überdeckung 160 km und das Ostalpinum 120 km, wenn wir diese höchste Bewegung als Überschiebung und nicht als Überfaltung auffassen. Das macht zusammen, auch ohne die ganz hypothetische dinarische Übergleitung, 440 km.

Innerhalb der helvetischen Zone muß mit mindestens vier Einzeldecken (240 km), bei der lepontinischen Zone mit ebensoviel Teildeckfalten und einer Verkürzung von 640 km gerechnet werden. Die nicht ausgewickelten Decken des Monte Rosa sind mit weiteren 100 km einzuschätzen, und auf Kosten der ostalpinen beiden Hauptdecken kommen weitere 240 km. Nimmt man endlich 100 km für die ostalpinen Spaltdecken hinzu und setzt den gleichen Betrag für die Breite vom

Wurzelpunkt des Helveticums bis zur Nordgrenze der Dinariden wieder ab, so ergibt sich eine Nordbewegung der Südalpen um nicht weniger als 1660 km.

Ein Verteidiger der Deckenlehre könnte allerdings diesen Betrag reduzieren mit dem Hinweis auf die stattgehabten Auswalzungen und Abgleitungen der Deckenstirnen. Diese werden aber mehr als ausgeglichen durch die vielen kleinen Gesteinsfältelungen und lokalen Schuppungen, besonders im krystallinen Gestein, welche auf den Übersichtsprofilen nicht mehr darstellbar sind und im Sinne der Deckenlehre dem Ausmaß der gesamten Kontraktion wieder hinzuzufügen sind.

Wir haben daher das unbestreitbare Recht, aus der Deckenlehre in ihrer heutigen Form die Schlußfolgerung zu ziehen, daß die Dinariden vor der Alpenfaltung in der Gegend der heutigen Sahara gelegen haben. Auf Hunderte von Meilen Entfernung soll eine Gesteinshaut, deren Dicke bestenfalls einige Kilometer ausmacht, gegen Norden zum Alpenkörper lamellenartig zusammengeschoben sein.

Es ist von berufenen Geophysikern oft genug ausgesprochen worden, daß derartige Annahmen mit den Gesetzen der Mechanik im Widerspruch stehen. Die Gesteine, welche die äußere Erdrinde zusammensetzen, haben eine so geringe Standfestigkeit, daß bedeutende horizontale Bewegungen einer äußeren Erdhaut ohne Anteilnahme des Untergrundes ausgeschlossen sind. Mechanisch unmöglich ist auch die Bildung von liegenden Falten von mehr als 100 km Amplitude bei einer Schicht von höchstens einigen Kilometern Dicke, die nach den Berechnungen von SMOLUCHOWSKI zu Faltenwellen von nur 10—20 km ausreichen.

In zweiter Linie stehen die räumlichen Schwierigkeiten. In den Pyrenäen könnte man, weil sie linear verlaufen, einen beliebig langen Erdhautstreifen zusammengeschoben denken. Anders in den typischen Deckengebirgen, den Alpen und Karpathen, welche zum Teil, bzw. ihrer ganzen Länge nach, als Bogen verlaufen. Für die Westalpen z. B. steht, ihre einheitliche und zentrifugale Bildung vorausgesetzt, nur der eingeschlossene Teil der Poebene als Ursprungsland der Deckmassen zur Verfügung. Der Krümmungsradius des inneren Alpenbogens beträgt hier nicht mehr als 50 km. Das theoretische Maximum des Außenschubes, selbst bei unendlicher Dehnungsfähigkeit der Gesteine in der Horizontalen, liegt also in den Westalpen bei 50 km. Wenn man aber bei der Bildung von Deckengebirgen nur mit rein mechanischen Faktoren der Beanspruchung rechnet, darf man für die westliche

Alpenhälfte überhaupt nur wenige Kilometer an zentrifugaler Gesamtbewegung voraussetzen.

Die Anhänger der Deckenlehre benötigen ferner einer vollkommenen Einheitlichkeit im Aufbau des Gesamtkörpers der Alpen.

Nicht nur die vier Hauptdeckensysteme, sondern auch ihre Unterteilungen sollen durch eine besondere Ausbildung des Materials, entsprechend einem gesonderten Ablagerungsraum, kenntlich sein. Sodann ist die Einheitlichkeit des Geschehens ein unbedingtes Erfordernis der Deckentheorie. Wie hätten sich die lepontinischen Decken von Savona bis zum Semmering in einheitlichem Zuge in der Zentralzone der Alpen nachweisen lassen können, wenn diese Gebirgsmasse stückweise und zu verschiedenen Zeiten aus dem fernen Süden heraufgewandert wäre?

Und endlich muß eine vollkommene Einheitlichkeit der Bewegungsrichtung in den Alpen vorgefunden werden. Aus der Verteilung der Massen und der Bewegungsflächen muß überall und gleichmäßig eine Bewegung aus Süden erkennbar sein. Man ist gezwungen, alle entgegengesetzten Bewegungen als volumetrisch bedeutungslose Rückenfaltungen, die symmetrische Fächerstellung der Westalpen als ein durchaus sekundäres Merkmal und jene merkwürdige Grenzfläche zwischen Ost- und Westalpen, welche vom Rhätikon bis zum Oberengadin mit Nordsüdstreichen die halben Alpen durchzieht, als zufälligen Erosionsrand an einer für den Bau des ganzen Gebirges bedeutungslosen Flexur mit Absinken der Ostalpen zu erklären. Alles das sind sehr unwahrscheinliche Deutungen, die nur zugunsten eines sonst unanfechtbaren Gesamtbildes zulässig sein würden.

Das Drama der Entstehung der Alpen muß also nach dem Willen der Deckenlehre die drei Aristotelischen Forderungen der Einheit von Zeit, Ort und Handlung widerspruchslos erfüllen. Daß dem so ist, kann mit guten Gründen bezweifelt werden.

Im vergangenen Sommer haben 20 Mitglieder der Geologischen Vereinigung unter Leitung von Herrn STEINMANN die lepontinische Serie der Aufbruchszone von Graubünden, im unterengadiner „Fenster" und in den Tauern besucht. Wir haben uns davon überzeugen können, daß außer TERMIERS schistes lustrés auch nicht ein einziger Horizont auf größere Entfernung aushält und als Träger einer besonderen Teildecke nahmhaft gemacht werden kann. Statt wirklicher Decken sind eine ganze Anzahl von dünnen Bewegungslamellen vor-

handen, welche VON SEIDLITZ im Rhätikon in ihrer Gesamtheit treffend als Riesenquetschzone bezeichnet, und die keineswegs besonderen Ablagerungsräumen entstammen müssen.

Seitdem ferner LEBLING die Gosaukreide auf einem Riß zwischen zwei ausgebildeten ostalpinen Decken nachgewiesen



Fig. 2.

Längsbewegungen an der Grenze von Ost- und Westalpen (n. SPITZ und DYHRENFURTH.)

1 = Rhäticon. *2* = Mittagspitz *3* = Widderstein. *4* = Grünten. *4a* = Höfats. *5* = Wetterstein. *6* = Karwendelmulde. *7* = Sonnwendjoch. *8* = Parpan. *9* = Plessur *10* = Ducan. *11* = Engadiner Dolomiten. *12* = Piz-Lad. *13* = Jackel (Endkopf) *14* = Suretta. *15* = Avers. *16* = Piz-Alo *17* = Iudicarien. *18* = Tribulaun.

1, 8, 9, 10, 11, 12, 13 16 = Rhätische Bögen

hat, und andrerseits HEIM die Stirnen des liegendsten helvetischen Deckensystems zur mittleren Pliocänzeit in Erosionsrinnen der obermiocänen Nagelfluh anbranden läßt, kann von einer Einheitlichkeit in der Bildungszeit der Alpendecken nicht mehr die Rede sein.

Und drittens zur Einheitlichkeit der Bewegung. SPITZ und DYHRENFURTH haben neuerdings den Beweis erbracht,

daß sämtliche Sedimente der ostalpinen Zone in Graubünden vom Endkopf bis in die ersten Teilungen des Tessiner Massives hinein mit der Stirn gegen Westen zum Teil sogar in Parabelform angeordnet sind. („Rhätische Bögen".) Auf der beistehenden Skizze (s. Fig. 2) sind eine Reihe von gleichgerichteten Bewegungselementen auch in Tirol vermerkt. Das kann gar nicht anders gedeutet werden, als daß dieser ganze Gürtel der Alpen von Längsbewegungen beherrscht wird, und daß die Auffassung der vielbesprochenen Grenzlinie als einfacher Erosionsrand keine Berechtigung mehr besitzt.

Man kann angesichts der geschilderten Widersprüche zunächst einmal die Tatsachen in Zweifel ziehen, auf welche die ganze Deckenlehre sich aufbaut, und mit MYLIUS die Behauptung aufstellen, daß jeder Berg in den Alpen, ob groß oder klein, unweit des Bildungsortes seiner Sedimente gelegen ist.

Ich fürchte aber, daß das ein unmögliches Unterfangen ist, und daß MYLIUS wie viele vor ihm über kurz oder lang das Vorhandensein von großen Horizontalbewegungen innerhalb der Alpen zugeben muß. Man kann auf Grund doch immerhin beschränkter eigener Beobachtungen höchstens zur Revision mancher voreiliger Schlüsse anregen. Trotzdem aber werden einige gesicherte Tatsachen bestehen bleiben, die auf Grund der heute üblichen Anschauung den Schub aus unendlicher Südferne notwendig machen.

Es frägt sich aber zweitens, ob man nicht unter weitgehender Anerkennung der Beobachtungen dieselben zu einer anders gearteten Auffassung gruppieren soll.

Ich möchte für meinen Teil den metamorphen und krystallinen Gesteinsmassen, welche fast ausschließlich die eigentlichen Zentralalpen zusammensetzen, eine entscheidende Rolle bei der Bildung der Alpen zumessen.

Petrographische Beobachtungen, besonders von WEINSCHENK, BECKE und SANDER, haben übereinstimmend ergeben, daß in diesen Teilen der Alpen die Deformationen und die krystalline Mobilität des Gefüges ganz überwiegend parallel verlaufen. SANDER meint, daß in gewissen Gebieten der westlichen Tauern die mit Rekrystallisation verbundene Durchmischung der Gesteinsglieder bei der Gebirgsbildung eine derartige gewesen ist, daß vollständig neue Gesteine entstehen, Tektonite, wie er sie nennt, deren Komponenten in einem und demselben Handstücke ursprünglich kilometerweit auseinander gelegenen Schichten entstammen können. TERMIERS schistes lustrés sind wenigstens in den Ostalpen häufig derderartige Mischgesteine.

Die Lehre von der Dynamometamorphose will die Krystallinität als Folge der Gebirgsbildung deuten. Man kann das Verhältnis auch umgekehrt auffassen und sich fragen, ob nicht der Zustand der Krystallinität die außerordentliche „Durchbewegtheit der Tektonite" — um einen SANDERschen Ausdruck zu gebrauchen — ermöglicht hat.

Und da die STEINMANNsche Aufbruchszone in Graubünden, die Schieferhülle der Tauern und die Glanzschiefermassen von Wallis nichts anderes sind als vergrößerte derartige Tektonite, so kann man die angedeutete Auffassung

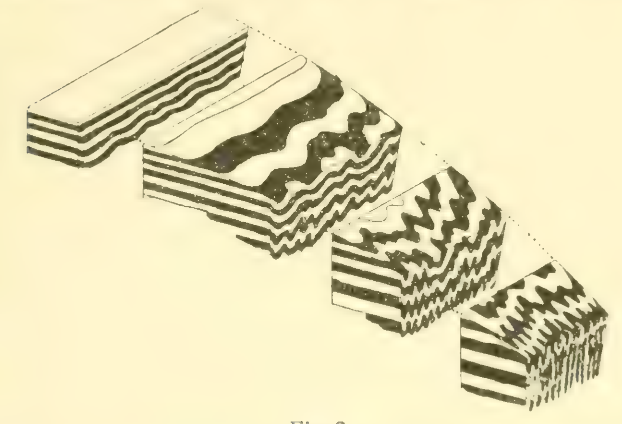


Fig. 3.
Ausbildung von „Ackerfurchen" aus Ogiven des Obersulzbachgletschers (n. CRAMMER.)

dahin erweitern, daß die Struktur der Zentralalpen bedingt wurde durch den besonderen physikalischen Zustand der an ihrem Aufbau beteiligten Gesteinsmassen.

Es läßt sich nämlich die Behauptung begründen, daß diese Struktur nur einen extremen Spezialfall darstellt der besonderen Art von Raumerfüllung, die allen „krystallokinetisch" gewordenen, d. h. in Relativbewegung unter Lösungsumsatz begriffenen Mineralmassen eigen ist.

Wenn ein Gletscher mit erkennbarer Blaublätterstruktur seinen Querschnitt seitlich einengen muß, so legen sich nach CRAMMER die Ogiven in so enge Schlingen, daß die wirkliche seitliche Kompression in einem vollkommenen Mißverhältnis zu der erzielten scheinbaren linearen Verkürzung steht (s. Fig. 3).

Einem zweiten Beispiel krystallokinetischer Raumerfüllung begegnen wir in den Salzlagerstätten. Ein geschichteter Salz-

körper, welcher in einem Salzstock auftreibt, legt sich in vielen Fällen in großartiger Weise in weitausholende Falten, deren Achsen in der Regel senkrecht im Raume stehen. Die Verfaltung kann in manchen norddeutschen Salzstöcken so weit gehen, daß in gleichgeneigten Salzschichten sich älteres und jüngeres Salz in buntem Wechsel ablösen. Gewisse Streckenprofile auf Friedrichshall sind das übertragene Abbild von SANDERschen Tektonitprofilen vom Tauernwestende. Eine noch übersichtliche Anordnung auf „Riedel" hat STILLE mit Recht mit dem Simplonstadium der Schweizeralpen in Vergleich gebracht (Fig. 4 und 5). Ein Unterschied besteht lediglich in der räumlichen Achsenrichtung. Die Amplituden der Salzfalten scheinen über 1 km nicht hinauszugehen und stehen in dem gleichen relativen Verhältnis zum Querschnitt der Ekzeme wie die Faltwellen des Simplon zum Alpenkörper.

Es besteht heute wohl Einmütigkeit darüber, daß durch Überfaltungen im Salz gewaltige räumliche Horizontal-Bewegungen nur vorgetäuscht werden. Wenn in einem Salzstock, der in horizontale Schichten eingebettet ist und einem mehr oder weniger horizontalen Boden auflagert, räumliche Konzentrationen im Verhältnis von 1 : 7 und mehr vorkommen, so muß man schließen, daß den krystallinen Salzmassen eine Art der Bewegung eigen ist, welche man nicht mit den mechanischen Gesetzen der Faltung von Sandsteinen usw. vergleichen darf. Krystallokinetische Mineralmassen besitzen bei einer Einengung zwischen indifferenten Körpern die Fähigkeit zu einer beliebig weitgehenden Durchmischung, sobald sie dem Zwange einer neuen Raumerfüllung — gleichgültig, ob unter Dilatation oder Kompression — unterlegen sind. Der Grad der Durchmischung hängt von der Beweglichkeit der beteiligten Gesteine relativ zueinander ab und läßt keine Schlüsse zu auf regionale Bewegungen des Gesamtsystems.

Es ist ferner eine bemerkenswerte Tatsache, daß trotz der bis ins Mikroskopische gehenden Durchmischung der Salzschichten eine chemische krystallokinetische Verschmelzung nicht oder nur in seltenen Fällen eingetreten, ist als ob es bei der Mobilisierung des Gefüges bis zu einer Dissoziation der Moleküle nicht gekommen ist.

Andernfalls wäre es unerklärlich, wieso sich nicht beispielsweise Sylvin und Kieserit bei einer Umkrystallisation in geringen Tiefen in Kainit umgewandelt haben.

Eine Erörterung dieser Fragen kann aber erst auf Grund einer Erweiterung des RIECKEschen Prinzips erfolgen.

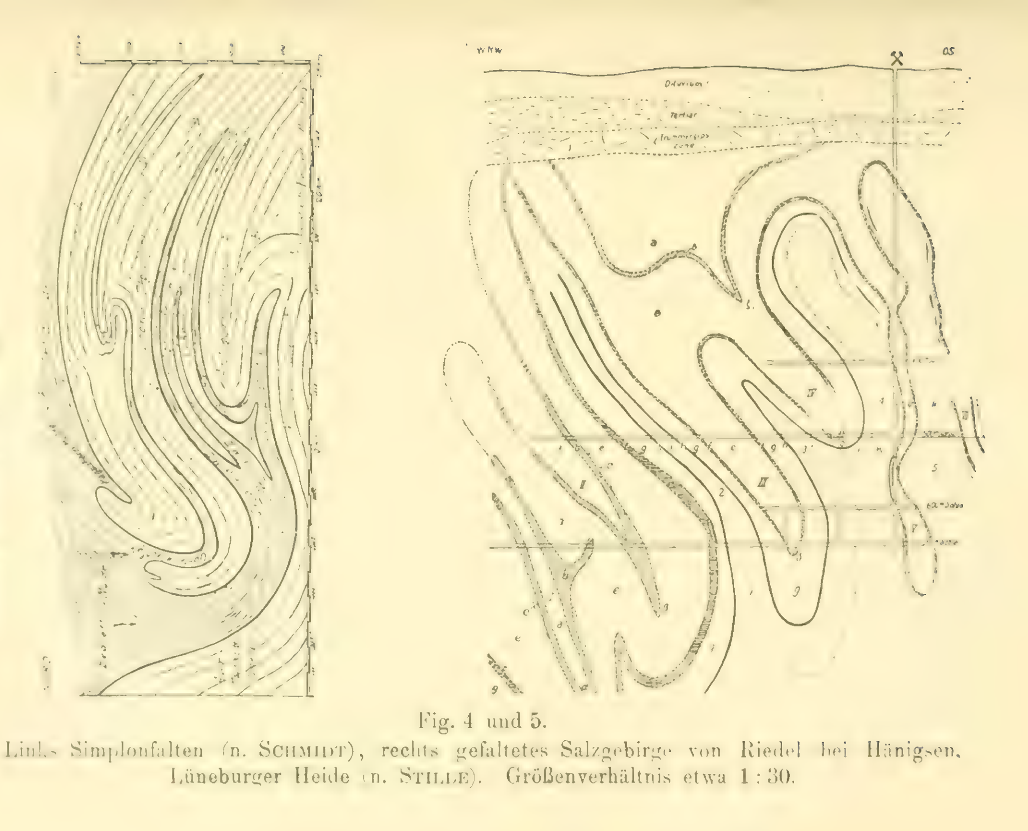


Fig. 4 und 5.

Links Simplonfalten (n. SCHMIDT), rechts gefaltetes Salzgebirge von Riedel bei Hänigsen, Lüneburger Heide (n. STILLE). Größenverhältnis etwa 1 : 30.

In den Alpen liegen die Verhältnisse weit komplizierter als im Zechsteinsalz, weil sich nicht einfach indifferente und

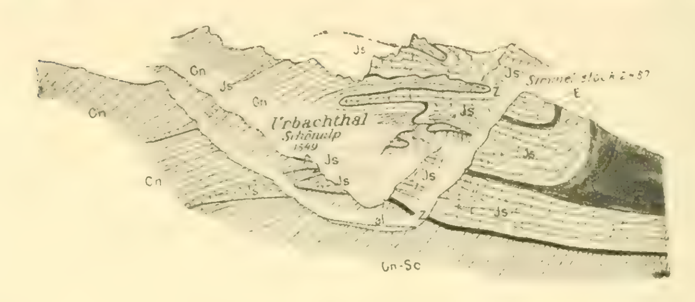


Fig. 6.
Kalk (Js)-Gneiskeile am Gstellihorn (Berner Oberland) n. SCHMIDT.

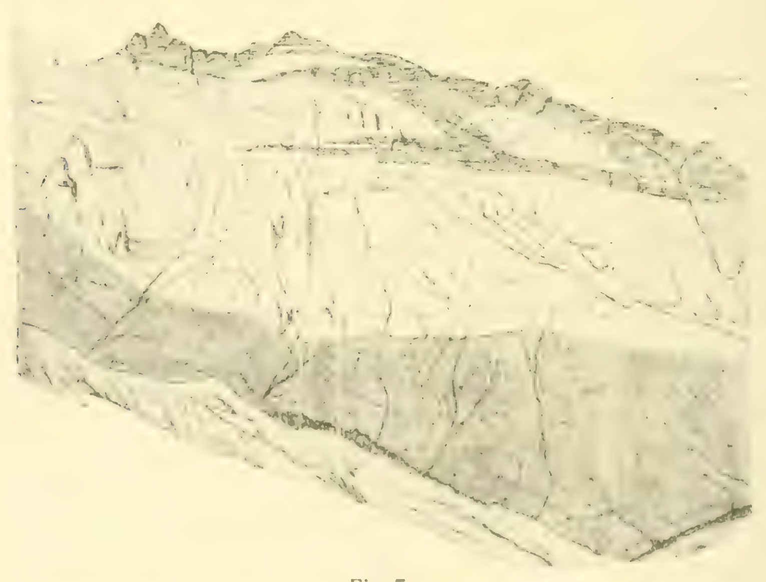


Fig. 7.
Verfaltung von Rhat und Triasdolomit am Obernberger Tribulaun (n. FRECH.)

krystallokinetische Massen geschlossen gegenüberstehen. Einerseits hat die Belastungsmetamorphose jugendliche Sedimente ergriffen, wie die oligocänen Glarner Dachschiefer, andererseits sind die präkarbonischen Gneismassive der Westalpen

ebenso wie die ostalpinen Zentralgneise nur in ihren randlichen Partien der alpinen Massenbewegung unterlegen.

SANDER hat uns im Krierkar mit einer derartigen beginnenden Teilung einer Zentralgneiszunge in die Schieferhüllendecke hinein bekannt gemacht. Die Kalk-Gneiskeile des Berner Oberlandes sind wegen ihrer hochkrystallinen Tracht keine rein mechanischen Kontakte noch auch Intrusiverscheinungen, weil die Bewegungen weit ins Sedimentäre übergreifen, sondern

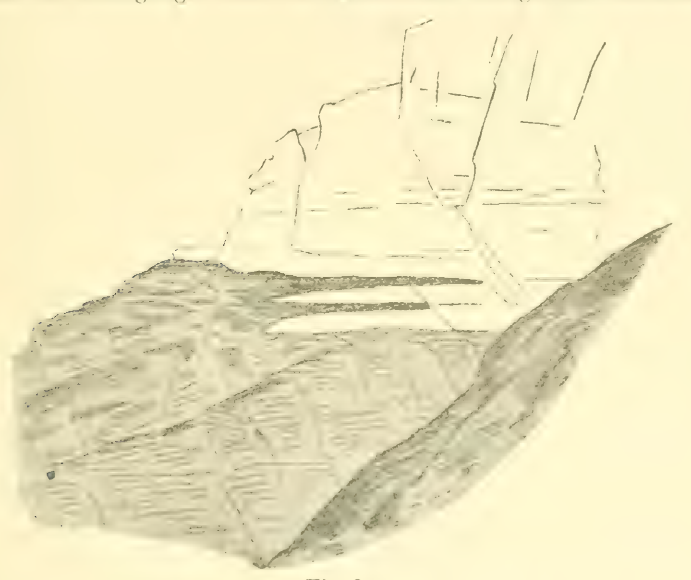


Fig. 8.
Zungenbildung von Triasdolomit in Glimmerschiefer. Westabhang der Weißwand (n. FREHH.)

krystallokinetische Diffusivzonen. Dasselbe gilt für den Simplon. Die gleiche Erscheinung tritt auch an der Grenze zweier verschiedengradig metamorpher Sedimentgesteine auf. Im Tribulaungebiet zeigt sich rhätischer Glimmerkalk in zickzackförmiger Verfaltung mit zuckerkörnigem Dolomit (Fig. 7). Dieser unterlagert die Diffusionszone ungestört, weshalb ein regionaler Faltungsdruck als Ursache ausgeschlossen ist. Man könnte an primäre Wechsellagerung denken, aber die gleiche Erscheinung wiederholt sich in der Nachbarschaft an der Grenze zwischen Dolomit und Glimmerschiefer (Fig. 8).

Über das Verhältnis der Metamorphose zur Krystallokinese ist noch folgendes zu sagen. Die Belastungsmetamorphose be-

ginnt für verschiedene Sedimentkomplexe in verschiedener Tiefe. Die Krystallokinese kann erst in einer Zone einsetzen, in der die metamorphen Gesteinsmassen überwiegen. In tieferen Regionen werden also nicht oder ungenügend metamorphe Gesteinsmassen anzutreffen sein, welche durch den krystallokinetischen Strom passiv verflößt werden, wie die von STARK ab gebildeten Fetzen von Dolomit in den Kalken, Quarziten und Schiefern der Radstädter Serie im Sonnenblickgebiet (Fig. 9). Mylonite treten hauptsächlich an der Untergrenze der indifferenten Zone auf. Wo in einer krystallin durchbewegten Grundmasse eckige Bruchstücke bewegungsloser Schichten eingeordnet sind, entstehen breccienähnliche und als solche gedeutete Gebilde. Sie sind im Prinzip dasselbe wie die im Zechsteinsalz aufgelösten

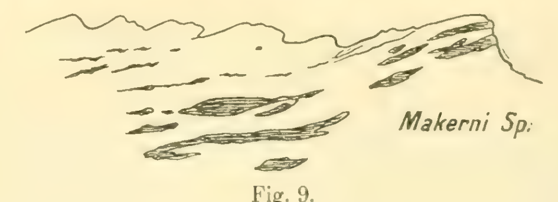


Fig. 9.
Dolomit in der metamorphen Radstädter Seril (n. STARK.)

Muschelkalkfragmente, die Herr HARBORT in der vorigen Sitzung der Gesellschaft vorgelegt hat.

Kataklase und Diaphthoritisierung, auch wohl tektonisch-plastische Deformationen zeigen sich in krystallinen und metamorphen Massen, welche aus dem Bereich der Krystallokinese in denjenigen der rein mechanischen Beanspruchung hinaufgetreten sind.

Die Ausarbeitung der Flächen geringsten Widerstandes durch Phyllitisierung ist ein mechanischer Prozeß, welcher in den Gang der chemisch-physikalischen Krystalloblastese helfend eingreift. Beides wirkt zusammen, um unter Umfaltung und Mischung aus metamorphen Sedimenten eigentliche krystalline Schiefer zu machen.

Durch die krystallokinetische Unterströmung wird die indifferente Decke teils aufgenommen, teils ausgeschieden. Auf dem SANDERschen Profil am Torjoch (Geolog. Führer 1912, S. 41 Fig. 2—3) bereitet sich eine Trennung der Tarntaler Triashülle vor in einen resorbierten, steil und isoklinal eingefalteten Anteil und eine ausgeschiedene, gegen Norden zu flach abtreibende Teilscholle. Abgedriftete Sedimente zeigen sich mit Vorliebe an der Grenze zweier krystalliner Bildungen. Das Vorhandensein

adaptiver Strukturen in den Sedimenten ist das Hauptkriterium für ein krystallokinetisches Arrangement.

Die krystalline Strömung wird angeregt durch Störungen des isostatischen Gleichgewichts im Untergrund. Die Strömungsrichtung ergibt sich aus der relativen Höhenlage der Nachbarschaft des Störungsstreifens: dadurch bildet sich Rückland und Vorland. Über dem strömenden Untergrund muß sich infolge der Verzahnung der indifferenten und der beweglichen Zone die sedimentäre Hülle in Falten legen. Die Narbenfläche zwischen Rückland und der abtreibenden Faltenmasse wird durch Sedimentation oder durch Aufdringen von Eruptiven, häufig durch beides maskiert.

Bei den meisten Gebirgen hat sich die Strömung innerhalb des krystallinen Sockels abgespielt und ist hier nur selten als Deckenbau nachweisbar (F. E. SUESS' moravische Fenster). Die Besonderheit der alpinen Gebirge besteht in dem Hinaufgreifen der krystallokinetisch labilen Zone in den Bereich des erkennbar Sedimentären.

Die Entstehung der Schweizer Alpen unter den angedeuteten Gesichtspunkten ist in beistehenden schematischen Zeichnungen wiedergegeben (Fig. 10—12).

In den Westalpen ist trotz sehr weit hinaufreichender Metamorphose die Reichweite der krystallokinetischen Bewegungen eine kleinere als in der Schweiz. Vielleicht hat ein geringerer Höhenunterschied zwischen Rück- und Vorland die volle Entfaltung der dynamischen Eigenschaften der krystallinen Bewegung verhindert. In den Ostalpen hat das Auftreten der Zentralgneismassive unweit der Dinaridengrenze auf die Ausbreitung der krystallinen Unterströmung einen beschränkenden und richtenden Einfluß ausgeübt.

Dieser Vorschlag zu einer Modifikation der Deckenlehre scheint geeignet, die hauptsächlichsten Bedenken zu beseitigen, welche vorher aufgezählt wurden. Die Dinariden liegen auch heute noch an Ort und Stelle. Die Widersprüche mit den mechanischen Gesetzen der Elastizitätslehre erklären sich durch die besondere Art der Raumerfüllung krystallinisch bewegter Massen. Eine Einheitlichkeit bei der Entstehung der Alpen kann nicht mehr erwartet werden.

Die krystallokinetische Bewegung, in der Hauptsache eine Folge der Tiefenversenkung, mußte naturgemäß im Bereiche der Alpen zu verschiedenen Zeiten einsetzen, und jede Teilströmung konnte in mehrere Faciesbezirke übergreifen. Auch Längsbewegungen sind als Ausgleich zwischen ungleich gesenkten Querstreifen erklärlich; und was insbesondere das Verhältnis

der beiden Hälften anlangt, so steht nichts im Wege, die Ostalpen von den Westalpen unterströmt zu denken. Die ja häufig ergebnislose Suche nach den Wurzeln beruht auf einer falschen Fragestellung. Die gesamten Zentralalpen sind gleichzeitig Wurzel- und Deckenland.

Die in diesen Ausführungen enthaltene allgemeine Theorie der Gebirgsbildung erfüllt in Anlehnung an AMPFERER die Hauptforderung der Geophysik, von der Kontraktionstheorie als einer für die Faltengebirgsbildung unzulänglichen Begründung abzusehen. Indem sie den Sitz der Faltungskraft aus dem hypothetischen feurig-flüssigen Untergrund von AMPFERER hinaufverlegt in eine Zone von bis etwa 10 km unter der

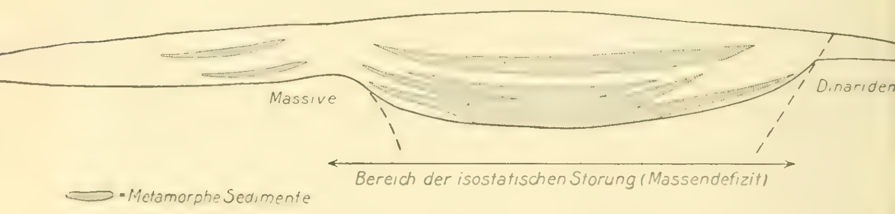


Fig. 10.

Das Vorland reicht bis zu den Massiven (Mercantour bis Aarmassiv). Das Rückland bilden die SUESSschen Dinariden. Die Belastungsmetamorphose breitet sich unregelmäßig in den alpinen Sedimenten aus. Die Störungen im Gleichgewicht des Untergrundes, welche bereits die mächtigen Sedimentationsreihen im Mesozoicum ermöglichten, decken sich mit der heutigen Verteilung des Massendefizits, welche die Dinariden verschont und (nach NIETHAMMER) auf der Innenseite der Massive kulminiert.

Erdoberfläche, in welcher die Belastungsmetamorphose die Entstehung krystallokinetischer Strömung ermöglicht, wird sie der Tatsache gerecht, daß, soweit wir wissen, eine nur wenige Meilen dicke Erdhaut an dem Spiel der Faltung beteiligt ist.

Von der Faltungserscheinung sind die Störungen im Gleichgewicht des Untergrundes zu trennen, welche, wie vermutet wird, den ersten Anlaß zu Vertikalbewegungen gegeben haben. Nach Pendelbeobachtungen sind diese Störungen heute noch als Massendefizit unter den Zentralalpen (nicht unter den Gesamtalpen) nachweisbar und klingen erst in über 100 km Tiefe aus.

Zur physikalischen Begründung der Annahme einer isostatischen Untergrundstörung als Erreger der Gebirgsbildung stellt mir Herr Professor VON DEM BORNE die folgenden Zeilen zur Verfügung:

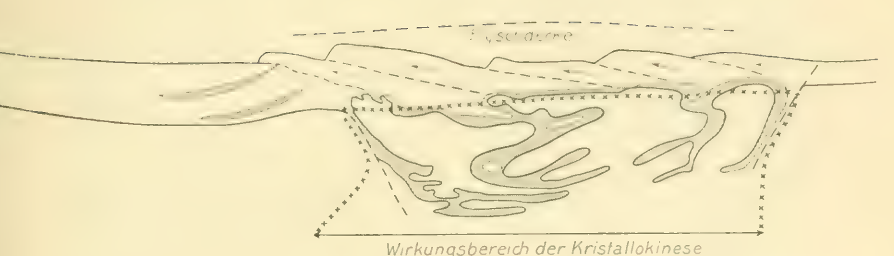


Fig. 11.

Sobald die metamorphen Sedimente auf ihrer krystallinen Unterlage zwischen den Widerlagern abwärtsgleiten, setzt die krystallokinetische Diffusivströmung ein. Sie ergreift auch nichtmetamorphe Teile der Sedimente, wie andrerseits krystalline und metamorphe Massen in den Bereich der indifferenten Hangendzone hinübertreten. Das Unterströmungsgefälle auf der Oberfläche der krystallokinetischen Zone bildet sich in der Richtung auf die tiefergelegenen Massive aus. In gleicher Richtung sind die sich überschiebenden Deckschollen in Abwanderung begriffen. Da die Krystallokinese eine Senkung des Untergrundes voraussetzt, häufen sich gleichzeitig die Flyschsedimente auf und ermöglichen das Einbeziehen immer jüngerer Sedimentkomplexe in den Bereich der Krystallokinese. Die Strömungslinien sind großenteils Motiven der ARGANDschen Profile entnommen.

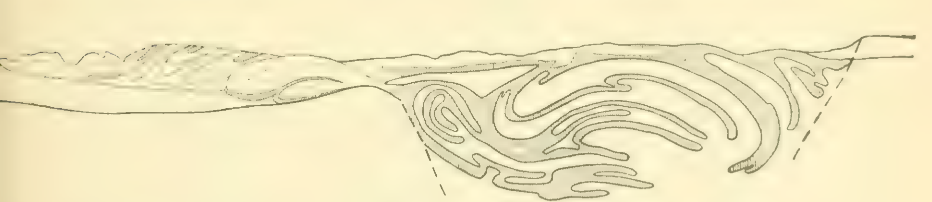


Fig. 12.

Die Diffusiverscheinungen zwischen ehemaligen Sedimenten und krystallinen Schiefern haben den Grad der Verfaltung am Simplon erreicht. Beim Zusammentreten zweier Gegenströmungen ist eine Gneisscholle vollständig wurzellos geworden (? Dent Blanche-Decke). Die Sedimenthüllen haben als lepontinische Decken die Massivscholle überschritten (Trennung in resorbierte und gestrandete Hüllen). Die helvetischen Decken sind noch derart mit dem Massivboden verschweißt, daß man die Beteiligung der tieferen helvetischen Massen an der Krystallokinese während der Überwanderung voraussetzen muß. Bei der Rückhebung der Zentralalpen sind die voralpinen Decken z. T. mechanisch abgeglitten (REYER, SCHARDT und PENCK).

Der Zustand absoluter Isostasie ist für die Erdfeste erreicht, wenn überall:

1. die Dichte nach dem Erdinneren hin zunimmt, und
2. die Flächen gleicher Dichte („isostere Flächen") mit den Flächen gleichen Schwerepotentials („Niveauflächen") zusammenfallen.

Abweichungen von diesem Zustande, sei es in Gestalt der Anordnung dichterer Massen unter minder dichten, sei es durch das Vorhandensein von Massen verschiedener Dichte in gleichem Niveau, müssen das Bestreben haben, durch Ausgleichsbewegungen zu verschwinden und können so die motorische Ursache tektonischer Vorgänge werden. Wollen wir solche Vorgänge rekonstruieren, so werden wir vor allem darauf achten müssen, daß dieser Ausgleichstendenz in jedem Stadium Rechnung getragen wird.

Die große Mannigfaltigkeit, die in der geometrischen Anordnung isostatischer Anomalien nicht nur denkbar, sondern auch bereits vielfach nachgewiesen ist, macht es mir wahrscheinlich, daß wir durch sie die unendliche Mannigfaltigkeit der tektonischen Wirklichkeit sehr viel besser werden erklären können, wie durch die uniforme Schrumpfungshypothese. Auch den zahlreichen Bedenken physikalischer Art, die gegen diese Hypothese vorliegen, tragen wir durch die Annahme der „Ausgleichshypothese" in erwünschter Weise Rechnung.

In der Diskussion führte der Vortragende folgendes aus. Nach dem gegenwärtigen Stand unserer petrographischen Kenntnisse kann ein allgemeines mechanisches Plastischwerden der alpinen Gesteine nicht angenommen werden, weil nicht ein einziger Fall derart bekannt geworden ist, daß ein Gestein in eindeutiger Weise in seinen sämtlichen Gefügeelementen tektonoplastisch umgeformt wurde. (Vgl. SANDER: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. TSCHERMACKs Mineralogische und petrographische Mitteilungen XXX, H. 3 u. 4, 1911, S. 281—314.)

Die HEIMsche Plastizitätstheorie bedarf also der Einschränkung, daß keine plastische, sondern nur eine bruchlose Gesteinsumformung vorkommt.

Die tatsächlichen Beobachtungen von plastisch-homogenen deformierten Mineralkörnern (MILCH) möchte ich in dem Sinne als Webefehler im krystallokinetischen Gefüge deuten, daß entweder in einer in Lösungsformung begriffenen Gesamtmasse ein Gefügeelement wegen seiner Unlöslichkeit zu mecha-

nischer Deformation gezwungen wurde, oder etwa beim Austreten einer Substanz aus der krystallokinetischen in die indifferente Zone bei Fortdauer der Bewegung die mechanische Umformung, welche an sich einen größeren Energieaufwand erfordert, erzwungen wurde. (Näheres in „Beiträgen zur Plastizitätsfrage“, Zentralbl. f. Min. usw. 1912, S. 745 ff.)

12. Beiträge zur Geologie des westlichen Kwenlun und Westtibets, nach Zugmayers Beobachtungen.

Von Herrn Kurt Leuchs.

(Mit 1 Textfigur.)

München, den 12. Januar 1913.

Herr Erich Zugmayer in München übergab mir die auf seiner hauptsächlich zu zoologischen Zwecken 1906 unternommenen Reise gemachten geologischen Aufzeichnungen mit den von ihm gesammelten Handstücken zur Bearbeitung, wofür ich ihm meinen herzlichen Dank ausspreche.

In Anbetracht des Umstandes, daß unsere Kenntnisse vom geologischen Bau des von Zugmayer durchreisten Gebietes noch sehr gering sind, halte ich mich für berechtigt, die Ergebnisse der Untersuchung mitzuteilen, obgleich das vorliegende Material nicht sehr groß ist und sich überdies auf eine lange Strecke verteilt.

Über den Reiseweg hat Zugmayer einen Bericht mit topographischer Karte[1]) veröffentlicht, welcher meinen Ausführungen zur Grundlage dient, auf welchen ich hiermit verweise. Zur Orientierung ist auch Blatt 62 in Stielers Handatlas, Ausgabe 1912, nützlich.

Vom Südrand des Tarimbeckens südöstl. Khotan querte Zugmayer den westlichen Kwenlun zwischen dem 80. und 82. Grad ö. Gr. im Gebiete des Oberlaufes des Kerija-darja, reiste dann im allgemeinen in SW-Richtung durch Westtibet bis zu dem östlichsten der Panggongseen und zog schließlich

[1]) Petermanns Geogr. Mitt. 1909, 145—151, T. 17.

durch einen Teil der Karakorumhauptketten nördlich dieser Seenreihe in W-Richtung nach Ladakh.

In orographischer und geologischer Hinsicht gliedert sich der Weg ZUGMAYERS in 3 Teile. Es sind: 1. der westliche Kwenlun vom Südrand des Tarimbeckens bis zu dem Paß nördl. Baba Hatun oder Arasch, etwa in 35½ Grad nördl. Br. (auf ZUGMAYERS Karte bis zu dem Paß südlich Lager 9); 2. das hochliegende Bergland zwischen dem eigentlichen Kwenlun im Norden und den Hauptketten des Karakorum im Süden (bei ZUGMAYER vom Paß südlich Lager 9 bis Lager 44); 3. das Gebiet der Karakorumhauptketten nördlich der Panggongseen (Lager 44 bis Lager 50).

1. Westlicher Kwenlun. Von Sampula östlich Khotan querte ZUGMAYER die Ausläufer des Tekeligtagh, einer Vorkette des Kwenlun. Sie bestehen aus rotem blättrigem bis dünngeschichtetem Sandstein. Die Schichten stehen sehr steil, z. T. senkrecht, und ihre verschiedene Widerstandsfähigkeit bringt es mit sich, daß einzelne härtere Bänke wie Mauerreste aus dem Sande aufragen. Ein Bach bei Utrakija führt unter seinen Geröllen auch solche von Gneiss, Glimmerschiefer und rotem, z. T. porphyrischem Granitit. Diese Gerölle stammen aus dem eigentlichen Tekeligtagh.

Vom weiteren Weg bis Polu, der in zum Gebirgsrand schiefer Richtung verläuft, werden nur junge Ablagerungen erwähnt. Es sind grobe Konglomerate, darüber, 8—20 m mächtig, eine homogene Lehmschicht (= Löß?), und zu oberst, 0—30 m mächtig, verfestigter Sand mit kleinen Geröllen.

Was nun das Alter dieser Schichten betrifft, so sind zweifellos die dislozierten roten Sandsteine eine Abteilung der Hanhaischichten, unter welchem Namen die mächtigen kontinentalen Bildungen Zentralasiens der Tertiärzeit und bei Mangel genügender Unterscheidungsmerkmale und dadurch bewirkter Unmöglichkeit einer Trennung, auch noch posttertiären Alters, zusammengefaßt werden. Dagegen dürften die anderen Ablagerungen die jüngsten dieses Gebietes sein, wobei unentschieden bleiben muß, ob die groben Konglomerate noch in das Jungtertiär oder schon ins Posttertiär zu stellen sind. Die Lehmschicht ist möglicherweise Löß und damit postdiluvialer Entstehung, und die verfestigten Sande mit ihren Geröllen können als die feineren Detritusmassen der Flüsse, in einiger Entfernung vom Nährgebiet abgelagert, aufgefaßt werden.

Der Weg geht bis Polu durch die Vorberge des Kwenlun, das Hochgebirge wird erst bei Polu erreicht, und hier ändert sich die Physiognomie sehr.

Von Polu (2560 m), nahe der Mündung eines linken Zuflusses in den Kerija-darja, aufwärts durch dieses linke Seitental sind Talboden und Hänge zunächst ganz mit Flußschottern ausgekleidet. Erst höher oben kommt älteres Gestein zutage und zwar Hornblendegranit. In 4000 m Höhe etwa tritt bröckliger grünlicher und rötlicher Tonschiefer auf, und die Paßhöhe (5180 m, Su-baschi oder Kisil-dawan) bildet blättriger braunvioletter Glimmerschiefer. Außerdem kommen unter den Bachgeröllen vor bläulicher und roter Granitit, Hornblendegranit, Syenit und Quarze. Das Tal ist sehr höhlenreich, und die Höhlen werden von Goldgräbern benützt, welche aus den Flußschottern Gold auswaschen.

Nach dem Auftreten von Granit unter den Bachgeröllen muß angenommen werden, daß im Gebiete dieses Tales Granit zutage kommt, für dessen Vorhandensein ja auch die Glimmerschiefer der Paßhöhe sprechen.

Vom Paß geht der Weg nach Süden zu einer Ebene herab, in der einige Seen liegen (4650 m). Der Abstieg führt über Gehängeschutt, festes Gestein ist nicht sichtbar. Die Ebene ist im N, W und S mit mächtigen Schuttmassen erfüllt, in welche sich die von den 6000 m hohen Ketten herabfließenden Bäche tief eingerissen haben.

Über die Ebene und ihre Seen hat ZUGMAYER in seinem Bericht nähere Angaben gebracht; ich erwähne daraus die Feststellung, daß der Teil der Ebene, in welchem der Sagüskul liegt, eingebrochen ist, was an der verschiedenen Höhenlage einer horizontalen Schicht von torfartigen Pflanzenresten zu sehen ist.

Ferner zeigt sich, daß die ganze Ebene, ein einem Flußtal eingeschaltetes Becken, früher von einem See erfüllt war, der einen Abfluß nach O, zu einem Zufluß des Kerija-darja, hatte. Durch das Einsinken des westlichen Teiles des Seebodens (Gebiet des Sagüskul) sowie durch mächtige Ströme von basaltischer Lava, welche südlich der Ebene und in ihrem mittleren Teile aufstieg und Teile der Ebene bedeckte, wurde der einheitliche See zerstückelt und z. T. ausgefüllt. Solche Laven liegen südlich Sagüskul, ferner zwischen ihm und dem Atschikkul, endlich östlich und südöstlich Atschikkul. Sie bilden eine Barre zwischen diesem und dem Ullugkul, der 150 m höher liegt als Atschikkul und einen periodischen Abfluß zum Kerija-darja hat. Auch die beiden anderen Seen haben verschiedenes Niveau, und zwar liegt Atschik 100 m höher als Sagüs. Es ist demnach hier, wie ZUGMAYER bemerkt, durch die vereinigte Wirkung von tektonischen und vulkanischen

Vorgängen eine völlige Umkehr der Höhenverhältnisse entstanden, indem der breite, ursprünglich nach O sich senkende Talboden heute von W nach O stufenförmig ansteigt. Dadurch ist, in Verbindung mit der zunehmenden Verringerung der Wassermenge der Seen, dieses Gebiet dem Kerija-darja bis auf einen Bruchteil, den periodischen Abfluß des Ullugkul, entzogen worden.

Die Laven mögen noch näher besprochen werden. Die effusive Tätigkeit verteilt sich auf 2 Gebiete: das eine am Südrande der Ebene, in den Vorbergen der hohen Kette, und das andere östlich Atschikkul. In beiden Gebieten sind deutliche Krater zu sehen (2 nördlich der hohen Kette, 2 östlich Atschikkul, 1 südöstlich). Außerdem sind Sekundärkrater und Schlackenschornsteine zahlreich vorhanden.

Die Lavaströme dürften in der Hauptsache aus dem südlichen Gebiete nach N herabgeflossen sein, dafür spricht die Form der Krater dieses Gebietes, welche nach N offen sind. Hier lag also das Hauptgebiet der vulkanischen Tätigkeit.

Die Lava ist ein dunkelgraues, poröses Gestein mit porphyrischem Plagioklas, Quarz und reichlichen karbonatischen Bildungen in den Hohlräumen. Olivin ist gleichfalls vorhanden, jedoch sehr spärlich. Schlüsse auf das Alter der Effusion lassen sich daraus natürlich nicht ziehen. Dagegen ergibt die frische Beschaffenheit des Gesteins und seine Lagerung über den Sedimenten des alten Sees, daß die Ausbrüche in junger Zeit erfolgt sind und somit wahrscheinlich posttertiäres Alter haben. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß die Ströme z. T. starke Erosion durch fließendes Wasser zeigen.

Von dieser Ebene führt der Weg über einen Rücken nach SO zum Oberlauf des linken Zuflusses des Kerija-darja. Hier steht mürber grauer Tonschiefer, später auch Chloritschiefer an. Im Bach und in seinen seitlichen Zuflüssen finden sich Gerölle von Granitit, Gneiss und Quarz, da aber im Tal selbst nur der Schiefer anstehend gefunden wurde, müssen diese Gerölle aus den das Tal seitlich begrenzenden Bergen stammen. Beim Weiterweg, etwa in 5400 m, hören die Schiefer auf, von hier ab bis zum Paß (über 5800 m) und südlich bis zum Kerija-darja steht roter Sandstein an. Damit endet der eigentliche Kwenlun, die Sandsteinzone gehört schon zu dem zweiten der von mir unterschiedenen Gebiete.

Der Kwenlun südlich Kerija scheint nach diesen Beobachtungen einen ziemlich einfachen Bau zu besitzen. Am Nordrand ist dem alten Gebirge eine Zone junger Bildungen angelagert, deren z. T. stark gestörte Lagerung das Auftreten

tektonischer Bewegungen in junger Zeit beweist[1]). Das alte Gebirge selbst besteht aus Tonschiefern, Glimmerschiefern und Graniten. Diese wurden im N anstehend gefunden, ihr Auftreten weiter nach S ist noch in 2 Gebieten durch die Bachgerölle festgestellt. Die Umwandlung der Ton- in Glimmerschiefer muß auf die von den Graniten ausgeübte Kontaktmetamorphose zurückgeführt werden.

Auch im südlichen Teil sind tektonische Bewegungen aus junger Zeit nachgewiesen, sie dürften noch später erfolgt sein als die am Nordrande. Gleichzeitig damit oder in ihrem Gefolge und in der Ausbreitung der Laven durch sie bestimmt, spielen sich die vulkanischen Vorgänge ab.

Wenn ich nun dazu übergehe, die hier gewonnenen Ergebnisse mit den von benachbarten Teilen des westlichen Kwenlun bekannten zu vergleichen, so ist zunächst zu betonen, daß nur westlich der ZUGMAYERschen Route verlässige Angaben vorhanden sind. BOGDANOWITSCH[2]) gibt hier ein Profil von Khotan nach S, welches SUESS[3]) bespricht. Die Vorhügel werden von tertiären Hanhaischichten gebildet, diese Zone setzt sich nach O fort in den Ausläufern der Vorkette Tekeligtagh. Diese selbst besteht aus Gneiss und an ihrer Südseite aus einem schmalen Granitzug, ungefähr entsprechend dem Hornblendegranit südlich Polu. Daran schließt sich im Profil von BOGDANOWITSCH eine eingefaltete oder eingebrochene Mulde von Oberkarbonkalk und Angaraschichten, und südlich davon erscheint wieder Gneiss, eine 2. Kette, Karangutagh, bildend. An entsprechender Stelle sehen wir im Profil südlich Kerija eine Zone von Tonschiefern, die nach S in Glimmerschiefer übergehen. Zugleich tritt Granit auf in der Kette, über welche der Paß Su-baschi führt. Diese Kette bildet aber die Fortsetzung des Karangutagh nach O. Daraus ergibt sich, daß die Gneisszone sich noch nach O erstreckt, daß aber der Granit und besonders seine Gneiss-Randzone hier nur wenig entblößt ist und zum größten Teil noch unter den Schiefern liegt, die er kontaktmetamorph umgewandelt hat. Die Schieferzone dürfte wohl auch S. Khotan vorhanden gewesen sein, aber durch den grabenartigen Einbruch zwischen den beiden Gneissketten in die Tiefe gesunken sein, so daß

---

[1]) Analoge Beobachtungen darüber bringt auch HEDIN (PET. Mitt. Erg.-H. 131, 1900).

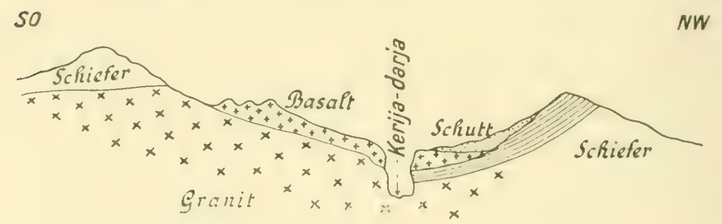
[2]) BOGDANOWITSCH: Geologische Untersuchungen in Ostturkestan (Arbeiten der tibetanischen Expedition unter Führung von M. W. PIEWTZOW, Bd. II, herausgeg. von der Kais. russ. geogr. Ges. 1892 [russ]).

[3]) Antlitz der Erde III, 1, S. 346.

sie jetzt von den jüngeren Sedimenten verdeckt ist, welche ihrerseits durch die Versenkung vor der Zerstörung bewahrt blieben.

Die Beobachtungen südlich Kerija zeigen also die Hauptzüge des westlichen Kwenlun, wie sie im W erkannt wurden. SUESS (s. o.) hat die Einzelbeobachtungen, besonders von BOGDANOWITSCH und STOLICZKA, zusammengefaßt. Es ergibt sich daraus folgendes:

An den Innenrand des westlichen Kwenlun oder Jarkentbogens lagern sich Hanhaischichten, teilweise in gestörter Lagerung. Der Kwenlun besteht aus einem breiten Zug wahrscheinlich devonischer, sicher präkarbonischer Sedimente, welche von mächtigen Granitstöcken durchbrochen sind. An manchen Stellen (südlich Khotan, südlich Kerija) tritt Granit (bzw. Gneiss)



Querprofil des Tales des Kerija-darja nach ZUGMAYER.

am Innenrand des Bogens auf. Weiter im W dagegen ist dem Devonzug eine Zone von karbonischen Kalken vorgelagert, ein Rest dieser Zone findet sich südlich Khotan und hier wird sie durch den nun den inneren Teil des Bogens bildenden Granit (und Gneiss) abgelöst.

2. **Das hochgelegene Bergland von Westtibet.** Der von ZUGMAYER überschrittene Paß nördlich Baba Hatun oder Arasch im Tale des Kerija-darja liegt in rotem bis violettem Sandstein. Über seine Lagerung zu dem Tonschiefer ist nichts bekannt, doch scheint es mir zweifellos, daß der Sandstein jünger ist. Dafür spricht der Umstand, daß er die obersten ca. 400 m des Tales allein bildet, dafür spricht auch die Tatsache, daß mit dem Betreten des Sandsteingebietes die Gerölle von Granit im Bachbett verschwanden.

Der Sandstein bildet vom Paß bis zum Tale des Kerija-darja herab das Anstehende. Der Fluß hat hier sein Bett tief eingenagt und die Wände der Schlucht zeigen folgendes (Fig. 1):

Das tiefste bildet ein bläulicher, z. T. porphyrischer Granit, die Fortsetzung des Granitmassivs, dessen Spuren in dem linken

Seitental des Kerija-darja gesehen wurden. Während aber dort der Granit noch größtenteils durch die Schieferhülle verdeckt ist, ist er hier ganz davon entblößt. Erst im Quellgebiet des Kerija-darja, an dem Paß östlich von Lager 12 ZUGMAYERS, liegt wieder Schiefer über dem Granit. In dem Gebiete dazwischen aber liegt über ihm der rote Sandstein. Er zeigt keine Spur von Kontaktmetamorphose, und zusammen mit der Lagerung ergibt sich daraus, daß der Sandstein jünger ist als Schiefer und Granit.

Der Sandstein ist in der Schlucht 20 m mächtig, südlich der Schlucht scheint er zu fehlen.

Die Gegend von Baba Hatun ist noch weiter von Interesse. Wir sehen nämlich auch hier wieder junge Krater südlich des Flusses, und von ihnen ausgehend basaltische Lava von sehr ähnlichem petrographischem Charakter, wie die schon besprochene, sich als Strom von etwa 5 km Breite und 1,5 km Länge in das Tal herabziehen und auf dessen linker Seite über dem Sandstein auskeilen. Durch diese Lavadecke wurde das Flußtal abgedämmt, der Damm hielt aber nicht lange stand, und heute ist die Schlucht bis in den Granit herab eingeschnitten. Die Lava verursachte auch eine Veränderung und teilweise Ausfüllung des Tales oberhalb dieser Schlucht, worüber ZUGMAYER näheres berichtet.

Überdeckt ist die Lava links des Flusses von Sandsteindetritus, der von der Paßhöhe herabkommt. Außerdem wurden auf der Lava lose herumliegende kleine Stücke von braunem und bläulichweißem Chalcedon und Hornstein gesammelt. Sie besitzen sehr unregelmäßige Formen, die Kanten sind z. T. schwach gerundet, z. T. scharf; außerdem fanden sich sehr kleine farblose Quarze, von denen einer deutliche Krystallform (hexagonales Prisma und undeutliche hexagonale Pyramide) besitzt. Es scheint, als ob diese Stücke aus dem Sandstein stammen und von ihm auf die Lava herabgeschwemmt wurden, z. T. mögen sie Bestandteile der Lava gewesen sein.

Vom Weiterweg fehlen Beobachtungen über anstehendes Gestein. Erst vom Becken des Jeschilkul (5030 m) wird solches erwähnt. Nördlich des früher größeren Sees bildet dunkelgrauer Kalkstein mit Kalkspatgängen eine Kette niedriger Hügel. Die Schichten sind disloziert und fallen mit 50° (N oder S?) ein. Am Westufer steht roter Sandstein an, der anscheinend unter dem Kalkstein liegt. Feine brecciöse Konglomerate umgeben in ausgedehnten Bänken den heutigen See, in größerer Entfernung vom Ufer liegen 8—15 m mächtige Schichten von weichem Mergel, der aus einem Wechsel

von lichtbräunlichen und grauen Lagen besteht; beides sind Ablagerungen des Sees, der in junger Zeit entsprechend größere Ausdehnung hatte. Heiße Schwefelwasserstoffquellen (über 70°) mit Kieselsinter und Schwefelinkrustationen liegen am Nordufer des Sees.

Die vom Jeschilkul nach WSW sich erstreckende Talung ist ein alter Seeboden, frühere Strandlinien sind an einigen Stellen sichtbar. Die Berge zu beiden Seiten bestehen aus rotem Sandstein mit Tongallen, die höhere Kette im Norden aus dunkelgrauem Kalkstein, der also auch hier über dem Sandstein liegt.

Dasselbe zeigt sich in dem Becken, in welchem der See bei Lager 23 liegt. Im N, S und O liegt roter Sandstein. Im N und O ist er überlagert von Kalkstein, der im O in Form von höhlenreichen Erosionsresten erhalten ist. Im S fehlt der Kalkstein ganz. Die Kette westlich des Sees besteht ebenso wie die im N aus Kalkstein. Auch dieser See zeigt die Spuren starken Rückganges durch alte Strandlinien und Sedimente ähnlich wie am Jeschilkul.

Ähnliche Verhältnisse bietet die Umgebung des Apo-Zo (5370 m). Zunächst am See bestehen die Berge teils aus Sandstein, der aber hier, wenigstens teilweise, ein graugrüner Quarzitsandstein ist, teils aus dunkelgrauem Kalkstein. Die 3 Inseln des Sees sind ebenfalls aus Kalkstein, die Halbinsel aber ist aus rotem Sandstein aufgebaut. Im NO ist der Kalkstein bis auf wenige Reste fortgeschafft, im SW ganz. Östlich des Sees erhebt sich die Largotkangi-Kette, die ebenso wie ihre Ausläufer aus Sandstein besteht, dagegen wird die Kette südlich des Seebeckens von Kalkstein gebildet.

Auch dieser See zeigt alte Strandlinien, besonders im W. Sein Abfluß ist gleich dem früher erwähnten des Ullugkul nur noch ein periodischer.

Mangzaka (5200 m). Die breite Sumdschilingebene verbindet Apo-Zo mit dem weit im W gelegenen Mangzaka. Nach ZUGMAYERs Beobachtungen ist es wahrscheinlich, daß die ganze Ebene zusammen mit dem Tal zwischen Apo-Zo und Jeschilkul und dem Becken dieses Sees früher von einer einheitlichen Wassermasse erfüllt war (näheres bei ZUGMAYER!) Dafür sprechen die alten Strandlinien, welche noch 170 m über dem heutigen Spiegel des Mangzaka gefunden wurden. Südlich des Sees wurde ein Profil aufgenommen. Auch hier bildet bläulicher Granit das Liegende, darüber kommt roter Sandstein und zu oberst dunkelgrauer Kalkstein.

Erwähnt sei noch die große Zahl von warmen Quellen, z. T. mit Schwefelwasserstoff.

Die Berge beiderseits des kleinen Sees (bei Lager 30) bestehen aus grauem Tonschiefer, ebenso die Vorberge der hohen Ketten südlich davon, d. h. wahrscheinlich in dem Gebiete der Wasserscheide zwischen Lager 30 und 31. Die hohen Ketten selbst werden von Kalkstein gebildet und die niedrigen Erhebungen längs der Marschlinie von rotem Sandstein.

In ihnen ist an einer Stelle, SO Lager 31, roter Quarzporphyr aufgedrungen.

Der weitere Weg geht in südlicher Richtung bis zu einem Zufluß des östlichsten Panggongsees, dann in WSW durch dieses Tal zum See. Geologisch zeigt sich stets das gleiche Bild: unten roter Sandstein und darüber dunkelgrauer Kalkstein. In den Tälern liegen z. T. mächtige Schottermassen. Unter den Geröllen finden sich bei Lager 37 in dem zum Panggongsee ziehenden Tal auch solche von Hornblendegranitit, die aus der hohen Kette nördlich dieses Tales stammen.

Auch nördlich der Panggongseen wurde nur Sand- und Kalkstein beobachtet, und erst bei Lager 44, östlich des Salamlatales, ist die westliche Grenze dieser einförmigen Zone erreicht.

Da Angaben über Streichen der Schichten gar nicht und über Fallen nur von einer Stelle gebracht werden konnten, ist es schwierig, den Bau dieses Gebietes klarzulegen. Doch scheint im allgemeinen die Lagerung der Gesteine eine flache zu sein, und damit läßt sich am besten die weite Verbreitung von Sand- und Kalkstein erklären. Denn ein Blick auf eine Karte zeigt, daß dieses Gebiet in NO—SW-Richtung etwa 300 km breit ist.

An einigen Stellen ist die Unterlage des Sandsteins sichtbar. Es ist die Schieferhülle des Granits und dieser selbst, festgestellt am Nordrand der Zone bei Baba Hatun, im südwestlichen Teile südwestlich und südlich des Mangzaka, und endlich im südlichsten Gebiete, wo die Kalk- und Sandsteinzone an die Hauptkette des Karakorum grenzt.

Es ergibt sich daraus, daß die Gesteine dieser Zone jünger sind als Schiefer und Granit. Da es ZUGMAYER nicht gelang, Fossilien zu finden, und da andrerseits auch Überdeckung durch jüngere Sedimente, abgesehen von den jungen Seebildungen, fehlt, ist es unmöglich, das Alter der Schichten zu bestimmen. Einen, allerdings unsicheren Anhaltspunkt dafür gibt nur die Betrachtung der Gebiete westlich des besprochenen.

Dabei zeigt sich nun, daß in hohem Grad Übereinstimmung herrscht.

SUESS[1]) hat ein Bild dieser Gegenden entworfen, ihm sei folgendes entnommen: Vom Mustagata an der Westseite des Tarimbeckens nach S und SO streicht eine breite Gneisszone durch den Karakorum (K_2) zu den Panggongseen. Nordöstlich davon breitet sich ein Kalkgebirge aus, das nach O rasch an Breite zunimmt. Es nimmt den ganzen Raum zwischen den beiden nach O auseinandertretenden hohen Kettenzügen Kwenlun und Karakorum-Transhimalaya ein. Das Kalkgebirge besteht aus marinen Ablagerungen verschiedener Perioden. Sicher bekannt ist Karbon, Perm, Trias, Lias und Callovien. Dieses Gebiet zerfällt von W nach O in folgende Teile: Gebiet des Karakorumpasses, Hochebene Dipsang, die Lokzhungberge, Lingzithang, Aksai-Tschin. Daran schließt sich im O das Bergland von Westtibet.

Die geologische Geschichte dieser Gebiete ist dadurch besonders interessant, daß bis zu ihnen die permischen und mesozoischen Meerestransgressionen von S her sich erstreckten. Sie reichten über den Karakorum nach N bis zum Südrande des westlichen Kwenlun. Dieser selbst blieb dauernd Land, auf ihm bildeten sich während des Mesozoicums Angaraschichten, deren kontinentaler Charakter in scharfem Gegensatz zu dem marinen der Kalksteine im Süden steht.

Der Untergrund des Sand- und Kalksteingebietes erscheint als die stark abgetragene Rumpffläche eines alten Gebirges. Es dürfte hauptsächlich aus paläozoischen (devonischen?) Schiefern mit großen jüngeren Granitmassiven bestanden haben. Die Abtragung des Gebirges war so weit vorgeschritten, daß diese Granite schon auf weite Strecken bloßgelegt waren. Darüber legte sich der Sandstein, entstanden aus den Aufbereitungsmassen der alten Gebirge, entweder als kontinentale (Wüsten-?) Bildung oder als Absatz in einem langsam vorrückenden Meer, und dann erst bildeten sich rein marine Sedimente. Wie schon erwähnt, kann deren Alter zurzeit nicht bestimmt werden; es ist möglich, daß sie mehrere Horizonte umfassen; doch möchte ich darüber keine weiteren Bemerkungen machen wegen des durchaus hypothetischen Charakters, welchen sie notwendigerweise zeigen müßten. Erwähnen möchte ich aber noch, daß Sandsteine im Liegenden der Kalksteine westlich dieses Gebietes zu fehlen scheinen, wenigstens nicht als durchgehender Horizont nachgewiesen sind.

3. Nördliche Hauptkette des Karakorum. Die ersten Spuren dieser Kette wurden schon bei Lager 37 in dem zum

[1]) Antlitz der Erde I, S. 565; III 1, S. 348.

östlichsten Panggongsee ziehenden Tal gefunden, nämlich Gerölle von Hornblendegranitit. Aber erst bei Lager 44, östlich des Salamlatales, wurde das Gebiet der Kette selbst betreten. Hier stehen krystalline Schiefer an. Von Gesteinen liegen vor ein graugrüner Glimmerschiefer, ein Stück eines lamprophyrischen Ganges, der diesen Glimmerschiefer durchsetzt, und ein grünlicher Quarzit.

Diese Schieferserie setzt sich nach W fort und ist in den vom Kisupaß nach O und W herabziehenden Tälern zu beobachten, ebenso wie am Passe. Dort tritt zu den Schiefern noch dunkelgrüner Biotitgranitit.

Endlich mögen noch Stücke von Jadeit erwähnt werden, welche ZUGMAYER am NO-Fuß des Tschangla östlich Leh sammelte. Das Muttergestein ist Biotitgranitit.

STOLICZKA[1]) hat die Hauptketten des Karakorum zwischen Leh und Westende der Panggongseen von SW nach NO gequert. Er fand dort sehr verschieden ausgebildete syenitische Gneisse, feinkörnigen Syenit und Übergänge in Hornblendeschiefer. Auch typischer Gneiss wurde festgestellt, der ohne scharfe Grenze in den Syenit übergeht. Ferner beobachtete STOLICZKA, daß eine Serie von syenitischem Gneiss, Syenitschiefer, Chloritschiefer nördlich vom Tschangla bis zum Westende der Panggongseen sich erstreckt. Ihre NO-Grenze hat diese Zone im Tschangtschenmotale, dort beginnt das Kalkgebiet von Lingzithang mit karbonischen und triassischen Sedimenten.

Die von ZUGMAYER nördlich der Panggongseen gesammelten Gesteine stammen aus der Kette, welche die Fortsetzung jenes von STOLICZKA gequerten Zuges alter krystallinischer Bildungen ist. Die Hauptkette des Karakorum mit NW-SO-Richtung ist noch nördlich der östlichen Panggongseen nachzuweisen, weiter im O hat aber ZUGMAYER dort, wo ihre weitere Fortsetzung liegen müßte (etwa zwischen Lager 33 und 37), nur die jüngeren Ablagerungen gefunden. Es scheint daher, als ob diese Kette hier plötzlich endigt. Möglich ist jedoch auch, daß sie hier stärker abgetragen und dadurch von den jüngeren Ablagerungen verdeckt ist.

Zum Schlusse seien mir noch einige Bemerkungen gestattet.

Es darf angenommen werden, daß durch die dankenswerten Beobachtungen ZUGMAYERS die Gesteine des durchreisten Gebietes, wenigstens ihre Hauptgruppen, bekannt

[1]) Records Geol. Survey of India 1871.

wurden. Ebenso dürfte ihre Verbreitung ziemlich genau festgelegt sein. Es muß späterer Forschung überlassen bleiben, eingehendere geologische Untersuchungen dort auszuführen, und ich möchte hier auf die Punkte hinweisen, welche von besonderem Interesse sind.

Am Nordrande des Kwenlun wäre es äußerst wichtig, zu erforschen, welcher Art die tektonischen Verhältnisse zwischen dem alten paläozoischen Gebirge und den jungen Bildungen sind. Ich erinnere daran[1]), daß am Südrand des Tianschan Überschiebungen vom Gebirge gegen das gesunkene Vorland, das Tarimbecken, an verschiedenen Stellen nachgewiesen sind, daß an anderen Stellen das Gebirge staffelförmig nach Süd absinkt. Vom Südrand des Tarimbeckens fehlen bis heute Beobachtungen über Tektonik, und wir wissen nicht, wie die Hanhaischichten, die dort ähnlich wie am Nordrande mächtig entwickelt sind, sich zu dem alten Gebirge verhalten. Wenn wirklich eine allgemeine Bewegungsrichtung der zentralasiatischen Gebirge gegen Süd vorhanden ist, so müßte sie auch hier in Erscheinung treten. Wenn aber, wie ich glaube annehmen zu dürfen, die zum Teil mit Überschiebungen verbundenen Absenkungen am Südrande des Tianschan nur Folgeerscheinungen des Einbruches darstellen, welcher das Gebiet des Tarimbeckens betroffen hat, so könnten wir auch an dessen Südrand und ebenso am Westrand ähnliche tektonische Verhältnisse erwarten. In der Tat hat Bogdanowitsch südwestlich Jangi Hissar im Kaschgargebirge nachgewiesen, daß die devonischen Sedimente dort eine nach Ost, also gegen das Tarimbecken übergelegte Falte bilden. Dies ist aber meines Wissens bisher der einzige bekannte Fall einer gegen das Bruchbecken gerichteten Bewegung des Kwenlun. Deshalb wäre es verfrüht, daraus zu verallgemeinern, um so mehr, als diese Falte auch durch andere Ursachen entstanden sein könnte (Rückfaltung).

Das Alter der Kalksteine in Westtibet ebenso wie das der liegenden Sandsteine zu ermitteln, bleibt eine lohnende Aufgabe. Wir wissen bis jetzt aus dem im Westen anstoßenden ähnlich gebauten Gebiete nur, daß es im Karbon, im Perm, in Trias und Jura vom Meere überflutet war, können aber noch nicht nachweisen, daß die Meeresbedeckung von Karbon bis Jura eine dauernde war, oder daß Oszillationen mit zeitweiser Trockenlegung stattfanden. Die Wahrscheinlichkeit für

[1]) Leuchs: Ergebnisse neuer geologischer Forschung im Tianschan. Geol. Rundschau 1913, H. 3.

diese zweite Annahme ist aber sehr groß, denn das Gebiet liegt ja in den äußeren Teilen der Thetys. Auch zeigt sich ein Unterschied gegenüber dem Gebiete im Westen darin, daß die roten Sandsteine im Liegenden der Kalksteine dort fehlen, woraus geschlossen werden könnte, daß im Osten die rein marinen Bedingungen erst später entstanden.

Die nächsten Angaben über den geologischen Bau dieser südlich des Jarkentbogens gelegenen Zone, östlich der ZUGMAYERschen Route, bringt HEDIN[1]). Obwohl seine Querung zwischen $85\frac{1}{2}$ und $86\frac{1}{2}°$ O. Gr., also etwa 400 km weiter östlich liegt, zeigt sich doch eine auffallende Übereinstimmung vor allem darin, daß auch hier im Osten rote Sandsteine große Verbreitung besitzen. Ebenso kommen junge Effusivgesteine (Andesite) vor, welche die Sandsteine durchbrochen haben und auf deren Oberfläche Krater und Lavaströme bilden. Endlich ist auch der Kalkstein im Hangenden der Sandsteine vorhanden. Die Sandsteine sind meist schwach gefaltet und öfters in Form von Zeugenbergen erhalten, auf denen an manchen Stellen als schützende Decke Andesittuff oder -lava liegt.

Es liegt nahe, anzunehmen, daß auch das ganze zwischen ZUGMAYERS und HEDINS Route liegende Gebiet den gleichen Bau besitzt. Daraus würde hervorgehen, daß der Jarkentbogen in seiner ganzen Länge die gleiche Rolle gegenüber den postkarbonischen bis jurassischen Transgressionen und Ingressionen behauptet hat. Er bildet während dieser ganzen Zeit den Südrand des Angarakontinentes, und dieser Südrand ist nicht mehr vom Meere überflutet worden. Die Thetys bleibt auf das Gebiet südlich des Jarkentbogens beschränkt; ihr Nordufer mag dort im Laufe der Zeiten sich verändert haben durch Ingressionen und Regressionen, die sich im Vorlande des Jarkentbogens abspielten, aber dieser selbst bleibt davon unberührt.

Die letzte Frage von größerer Bedeutung ist die nach dem weiteren Verlaufe der Karakorumkette nördlich der Panggongseen. Die beiden in Betracht kommenden Möglichkeiten habe ich schon erwähnt. Ihre Erforschung ist deshalb wichtig, weil sie die Beziehungen zwischen Karakorum und Transhimalaya aufklären können. Es scheint, als ob beide Gebirge eng zusammengehören. Daran würde auch der sichere Nachweis einer Unterbrechung des Zusammenhanges, etwa durch Grabenbrüche, nichts ändern.

[1]) PETERM. Mitt., Erg.-H. 131, 1900: Scientific Results of a Journey in Central Asia 1899—1902, Bd. 6, Teil 2: Geology (BACKSTRÖM, JOHANSSON), 1907.

13. Zur Tektonik der Insel Capri.

Von Herrn H. Arlt.

(Mit 1 Textfigur.)

München, den 15. November 1912.

Nach allgemeiner Ansicht ist die Gestalt Capris durch Brüche bedingt. Daß sich aber außer jenen vertikalen Bewegungen auch horizontale auf dieser Insel nachweisen lassen, ist eine Behauptung Roveretos. In einer kurzen Notiz[1]) führt jener Autor aus, daß die cretaceischen Kalke Capris in Form einer liegenden Antiklinale von Westen her über den Macigno herübergeschoben seien.

Rovereto erscheint somit als einer der ersten unter den italienischen Geologen, der für den tektonischen Aufbau des Apenninengebirges horizontale Bewegungen in Rechnung zieht. Da derartige tektonische Anschauungen in Italien heutzutage noch fast allgemein nur als phantastische angesehen werden, erfahren seine Äußerungen in der Literatur seines Heimatlandes heftige Ablehnung.

G. de Lorenzo[2]) versucht die Behauptung Roveretos, Capri sei als ein Deckenland aufzufassen, zu widerlegen. Unter der Voraussetzung ausschließlich vertikaler Schollenbewegungen faßt er das Verbandsverhältnis von Ellipsactinienkalk und Macigno in folgender Weise auf: Der eocäne Flysch, welcher ursprünglich normal den cretaceischen Kalk bedeckte, wurde durch die Erosion von den höheren Partien entfernt, während er an den tieferen Teilen erhalten blieb, wo er neben die Gleitflächen der gehobenen bzw. gesenkten Kalkschollen zu liegen kam. So sind der Mte. Tiberio, der Mte. S. Michele und der Mte. Solare als Schollen durch treppenförmige Verwerfungen voneinander getrennt, und jeweils an den tiefsten Stellen der gesenkten Schollen findet sich der eocäne Flysch in Fetzen.

Gelegentlich meiner Anwesenheit auf Capri im Frühjahr dieses Jahres lenkte ich mein Augenmerk auf diese Lagerungsverhältnisse und suchte die von Deecke[3]) angeführten Stellen

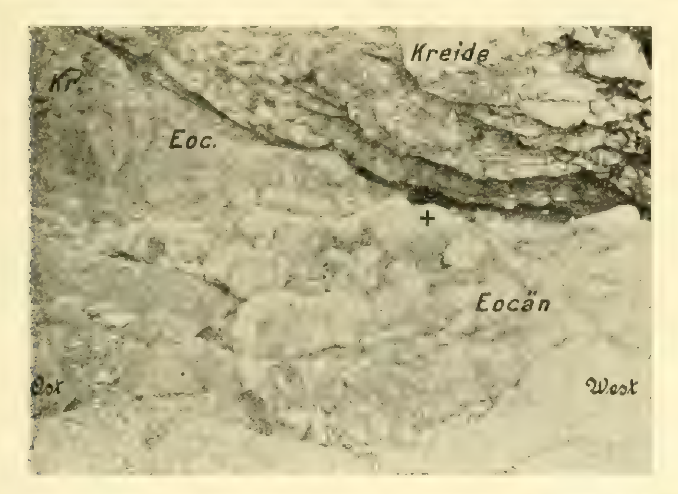
[1]) G. Rovereto: L'isola di Capri. Nota preliminare. Atti Soc. ligustica di Sc. nat. et geogr., Bd. XVIII, 1907, S. 6.

[2]) G. de Lorenzo: L'isola di Capri. Atti di R. Ac. d. Lincei, Ser. V. Cl. d. sc. fis., Rendiconti 16, 1. 1907. S. 853—857.

[3]) Deecke: Geologischer Führer durch Campanien, S. 202 u. 209. Berlin, Gebr. Borntraeger.

auf, „wo die eocänen Schichten an einer Verwerfung bei Lo Capo am Nordfuße des Tiberiofelsens in einzelnen Fetzen kleben und sich zwischen der Marina grande und der Blauen Grotte in kleinen Schollen zwischen den Gehängebreccien zu erkennen geben“.

Um zu dem Aufschluß am Lo Capo gelangen zu können, ist der Weg in einem Ruderboot der einzig mögliche, da ein Hinabsteigen vom Mte. Tiberio an den ungefähr 200 m senkrecht abstürzenden Felswänden ausgeschlossen ist. Der von



Aufnahme des Verf.

Überschiebung bei Lo Capo auf Capri.

mir besuchte Aufschluß befindet sich einen reichlichen Kilometer östlich der Marina grande vor dem Vorsprung der Insel, die von einer weißen Villa gekrönt ist. Durch die Brandung des Meeres ist hier eine nicht unbeträchtliche Aushöhlung — ca. 15 m tief landeinwärts — des weißen, die Tiberio-Scholle aufbauenden Kreidekalkes erfolgt. Diese Brandungskehle hat die Eigentümlichkeit, daß der Boden der entstandenen Aushöhlung aus Macigno, das Dach aus Kreidekalk besteht. Die obenstehende Photographie veranschaulicht diese Verhältnisse. Der Macigno besteht aus einer Wechsellagerung von weichen und harten Sandsteinen, zwischen denen grünliche Bänke und kalkige Schichten eingeschaltet sind. Das Gestein zeigt Spuren heftiger Pressung, indem die Schichten im allgemeinen steil gestellt und die härteren Gesteinspartien innerhalb des

Schichtverbandes zu linsenförmigen Körpern ausgewalzt sind. Die zertrümmerten Gesteine sind durch Kalkspatinfiltrationen wieder verkittet. Die Ellipsactinienkalke des Mte. Tiberio erscheinen darüber als eine ungeschichtete helle Kalkmasse.

Daß diese Lagerungsverhältnisse nur durch eine horizontale tektonische Bewegung entstanden sein können, also eine Überschiebung darstellen, scheint durch das Bild und die Beschreibung schon hinreichend erwiesen. Es mag genügen, wenn ich noch hinzufüge, daß der Zustand des geschilderten Aufschlusses es an der im Bilde mit — + — bezeichneten Stelle gestattete, noch ungefähr 6 m in gebückter Stellung zwischen Macigno am Boden und Kreidekalk im Dach vorzudringen. Die Überschiebungsfläche senkt sich schwach geneigt gegen SW.

Dort, wo im westlichen Teil der Insel zwischen Marina grande und der Blauen Grotte ebenfalls Eocän in kleinen Aufschlüssen direkt am Meere vorhanden ist, liegen die Verhältnisse bedeutend ungünstiger, da hier große Gehängeschutthalden die Berührungsflächen zwischen dem Kalk des Mte. Solare und dem Macigno verhüllen. Diese Aufschlüsse lassen sich weder für den einwandfreien Beweis einer horizontalen noch einer vertikalen Bewegung verwenden.

Daß die jetzige Gestaltung Capris durch Abbrüche bedingt ist, soll natürlich nicht bestritten werden. Daß aber jene späteren tektonischen Ereignissen angehören, war ebenfalls an dem zuerst beschriebenen Aufschluß unterhalb des Mte. Tiberio zu beobachten. Etwas nordöstlich von der im Bilde wiedergegebenen Stelle durchsetzte eine senkrechte Verwerfung den Kalk und schnitt die Überschiebungsfläche ab.

Meine Beobachtungen bestätigen also die ROVERETOsche Behauptung insofern, daß horizontale tektonische Bewegungen auf Capri zu Überschiebungen geführt haben. Daß jene Überschiebungen in Form von Deckfalten stattgefunden haben, dafür kann ich keine Belege beibringen, da ich in dem massigen Ellipsactinienkalk Schichtung nicht mehr erkennen konnte. In schuppenförmigen Massenbewegungen, die durch spätere Einbrüche zerstückelt wurden, scheint meiner Meinung nach die Erklärung der Tektonik von Capri zu liegen.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 4. 1913.

Protokoll der Sitzung vom 2. April 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht die Mitteilung, daß die Gesellschaft ein sehr verdientes Mitglied, den Professor Dr. GEORG BÖHM in Freiburg i. Br., durch den Tod verloren habe. Dem Verstorbenen widmet der Vorsitzende folgenden Nachruf:

GEORG BÖHM wurde in Frankfurt a. O. am 21. Dezember 1854 geboren. Nachdem er in Berlin als Gymnasiast das Reifezeugnis erlangt hatte, studierte er hier, in Straßburg und in Göttingen Geologie und Paläontologie. Unter v. SEEBACHS Leitung verfaßte er in Göttingen seine Doktordissertation, die im Jahre 1877 in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft unter dem Titel „Beiträge zur geognostischen Kenntnis der Hilsmulde" erschien. Am 14. August 1876 war er auf Vorschlag der Herren BEYRICH, v. SEEBACH und ZITTEL als Mitglied in die Deutsche Geologische Gesellschaft aufgenommen worden und er bekundete sein Interesse für diese dadurch, daß er mehrfach an den allgemeinen Versammlungen teilnahm und verschiedene Arbeiten sowie viele kleinere Mitteilungen in der Zeitschrift der Gesellschaft veröffentlichte.

Er begab sich sodann nach München, wo er unter v. ZITTELS Leitung „Die Fauna des Kelheimer Diceras-Kalkes, II. Abteilung: Bivalven (Palaeontographica 28. 1882) und „Die Bivalven der Stramberger Schichten (Palaeontografica, Supplement 1883)" bearbeitete.

Im Jahre 1883 begann er die Untersuchung über die Grauen Kalke in Venetien, deren Ergebnisse er in mehreren Aufsätzen in unserer Zeitschrift veröffentlichte. An der Universität Freiburg i. B. habilitierte sich GEORG BÖHM 1885 als

Privatdozent für Geologie und Paläontologie und hielt von 1886 ab Vorlesungen über Paläontologie und einzelne geologische Fächer. Im Jahre 1888 wurde er zum Professor extraordinarius und 1903 zum Professor ord. hon. ernannt.

Vom Jahre 1884 an unternahm BÖHM verschiedene Reisen nach England, Nord- und Südfrankreich, Italien, Sizilien, Algerien, Spanien, der Balkanhalbinsel und Schweden, um seine Privatsammlung zu vermehren und Vergleichsmaterial für seine südtiroler Arbeiten zu gewinnen, die als „Beiträge zur Kenntnis der Kreide in den Südalpen. I. Die Schiosi- und Callonegha-Fauna (Palaeontographica 1894/95. Bd. 41) erschienen.

An die Reisen durch Europa schlossen sich 1897 größere Reisen nach Transkaspien und Turkestan, sowie von 1899 bis 1902 nach Niederländisch-Indien und Neuseeland. Berichte über die letzte große Reise finden sich in unserer Zeitschrift und im Geologischen Centralblatt des Neuen Jahrbuchs für Min. usw. Sodann veröffentlichte er „Beiträge zur Geologie von Niederländisch-Indien“ und Nachträge „Zur Geologie des Indo-australischen Archipels“ in der Palaeontographica 1904 und 1907.

Auf der Sula-Insel, auf Misol und in Buru entdeckte BÖHM ein ausgedehntes Mesozoicum, eine unerwartete Neuheit gegenüber der NEUMAYR-SUESSschen Theorie vom jurassischen Molukken-Kontinent. Die Faunen aus den Schichten von Niederländisch-Indien hat BÖHM teils allein, teils im Verein mit WANNER, RICHARZ, KOSSMAT, KRUMBECK und VON SEIDLITZ bearbeitet.

GEORG BÖHM hat auf paläontologischem Gebiete Tüchtiges geleistet und allzufrüh ist der emsige Forscher seiner Tätigkeit am 18. März d. J. entrissen worden.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Plätzen.

Der Gesellschaft wünschen als neue Mitglieder beizutreten:

Herr Dipl.-Ingenieur RAUER, Leipzig-Stötteritz, Naunhofer Str. 9, vorgeschlagen durch die Herren THIEM, KEILHACK und QUITZOW.

Herr Kommerzienrat Dr. ALFRED ENKE, Stuttgart, Hasenbergsteige 3, vorgeschlagen durch die Herren BÄRTLING, BEYSCHLAG und DAMMER.

Der Vorsitzende legt sodann die als Geschenk eingegangenen Druckschriften vor und bespricht eine Auswahl daraus.

Herr R. BÄRTLING spricht über **die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung.** (Mit 7 Textfiguren.)

Über die Ausbildung des Diluviums im Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk ist bereits im vorigen Jahre in dieser Zeitschrift berichtet worden[1]). In dieser früheren Veröffentlichung wurde bereits ausgeführt, daß im nördlichen Teil des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks ein nordisches Diluvium vorherrscht, während im südlichen Teile in den Gebirgstälern nur ein einheimisches Diluvium zur Ausbildung gekommen ist. Im letzten Sommer konnten nun bei Arbeiten im Felde besonders die Beobachtungen über die Ausbildung und den Verlauf der Endmoränen und die Beziehungen beider Ausbildungsformen des Diluviums zueinander vervollständigt werden.

Am längsten bekannt sind uns durch die Arbeiten von G. MUELLER und P. KRUSCH die Endmoräne von Langendreerholz nördlich von Witten, die von mir bereits früher auf dem Meßtischblatt Bochum weiter verfolgt wurde. Dazu kam eine Endmoräne, die vor zwei Jahren bei Hörde durch die Erweiterungsarbeiten am Güterbahnhof unter einer starken Lößdecke aufgedeckt wurde und bereits im Vorjahre (a. a. O.) beschrieben wurde. In neuerer Zeit konnten nun bedeutende Aufschüttungen glazialer Ablagerungen in der Umgebung von Kupferdreh, die ebenfalls als Endmoränen angesprochen werden müssen, nachgewiesen werden. Diese sind deswegen bemerkenswert, weil sie sehr tief in das alte Gebirge eingreifen. Von Steele aus entsandte das Inlandeis in das heutige Ruhrtal zwei Zungen, und zwar eine in der Richtung auf Kupferdreh, eine zweite in der Richtung auf Niederwenigern bis über Altendorf hinaus. Letztere hat endmoränenartige Bildungen nicht hinterlassen, sondern lediglich vereinzelte nordische Blöcke und an einigen Stellen auch Grundmoräne. Diese tritt nördlich von Altendorf unmittelbar am Ruhrtalrand unter der untersten Talterrasse bei der alten Zeche Katharina zutage. Sie führt, abgesehen von einheimischen Geröllen, auch krystalline nordische Geschiebe (Gneis) und zeigt durchaus normale Ausbildung und Struktur, so daß trotz ihrer auffälligen Lage kein Zweifel über ihre Deutung bestehen kann. Die zweite Zunge, die sich nach Kupferdreh vorschob, hinterließ aber eine echte Endmoräne.

[1]) R. BÄRTLING: Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Diese Zeitschr. **64**, 1912, Monatsber., S. 155. — H. MENZEL: Die Quartarfauna des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks. Ebenda, S. 177.

Zwischen den einzelnen Teilen der Endmoräne, die uns also bei Kupferdreh, Langendreerholz und Hörde erhalten geblieben sind, fehlen uns randliche Bildungen des Inlandeises vollständig, wenn man nicht die auffällig starke Bestreuung mit großen nordischen Blöcken als ihr Äquivalent ansehen will. Der Südrand der Geschiebebestreuung wird innerhalb dieses Gebietes durch eine auffällige Häufung der großen Blöcke be-



Fig. 1.
Grundmoräne von Blockpackung überlagert und von Feinsanden (glazialen Vorschüttungsprodukten) unterlagert.
Ziegelei nördlich von Kupferdreh.

zeichnet, die in den Ortschaften Linden, Weitmar, Querenburg usw. vielfach in Ziegeleigruben, Wege- und Eisenbahneinschnitten und natürlichen Wasserrissen an der Sohle des Lösses zu beobachten sind.

Die Ausbildung der Endmoränen weicht im allgemeinen etwas von der des Flachlandes ab. Im Flachlande sind naturgemäß Stellen, an denen anstehendes Gestein zutage tritt, selten, und infolgedessen treten einheimische Gesteine in jene Glazialablagerungen meist nur sehr selten auf, während dagegen hier das Inlandeis einen verhältnismäßig großen Weg über an-

stehendes älteres Gebirge zurücklegen mußte und große Massen einheimischen Materials aufnehmen konnte. Grundmoränen sind in diesen Eisrandbildungen im allgemeinen selten. Sie fehlen jedoch keineswegs, sondern konnten von mir z. B. bei Kupferdreh und Haus Laer in der Endmoräne nachgewiesen werden. Meist bestehen die Glazialablagerungen ganz aus feinen ge-



Aufnahme des Verfassers.

Fig. 2.
Sande mit Kreuzschichtung (Fluvioglazial) in der Endmoräne von Kupferdreh.

schichteten Sanden und aus Blockpackungen. Die feinen, geschichteten Sande zeigen überall eine sehr starke Diskordanzschichtung (vgl. Fig. 2)[1]), die meist noch dadurch besonders

[1]) Die Klischees zu den Figuren 1 bis 4 und 7, sind dem „Geologischem Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk“ des Verfassers entnommen: sie wurden mir von der Verlagsbuchhandlung von Ferd. Enke in Stuttgart freundlichst zur Verfügung gestellt, wofür ich auch an dieser Stelle nochmals meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte. Auf die mehr ins einzelne gehende Darstellung der Endmoränen in diesem Wanderbuch (S. 365, 382 und 388 sei hier verwiesen.

scharf hervortritt, daß zahlreiche Streifchen von zerriebener Steinkohle in die Sande eingelagert sind. Auch Lehm- und Tonstreifen fehlen in diesen Bildungen keineswegs. Sie deuten wohl darauf hin, daß von Zeit zu Zeit die rasche Wasserbewegung unterbrochen wurde und bei Verlangsamung des Abschmelzens ein Niederschlag der tonigen Trübe aus den zurückgestauten Wassermassen eintreten konnte. Ganz unregelmäßig verteilt findet man nun in diesen feinen Sanden einzelne Kiesnester oder auch einzelne große nordische Blöcke eingelagert. Diese großen nordischen Blöcke können unmöglich mit den Sanden zusammen bewegt sein; denn ein Wasser, das imstande war, solche Blöcke zu transportieren, hätte die feinen Sande ohne Frage restlos hinwegfegen müssen. Ihr Vorkommen ist nur durch die Erklärung zu deuten, daß sie auf treibenden Eisschollen vom Eisrand her verfrachtet wurden, bei deren Auftauen zu Boden sanken und in die feinen Sande eingebettet wurden. Die Verknüpfung der feinen Sande mit Blockpackungen der Endmoräne findet sich nicht nur bei Kupferdreh, sondern in gleicher Weise auch bei Langendreerholz wieder; sie scheint aber in der Hörder Endmoräne zu fehlen. Allerdings ist uns deren südlicher Teil, der unter Lößbedeckung begraben ist, noch gänzlich unbekannt und wird es vermutlich auch bleiben.

Die feinen Sande würden nun nicht unbedingt zu der Annahme zwingen, diese Bildungen als Endmoränen aufzufassen, wohl aber lassen die ausgedehnten Blockpackungen, die im Zusammenhang damit auftreten, keine andere Erklärung zu. Ein großer Teil der Endmoränen besteht aus solchen typischen Blockpackungen, d. h. einer Anhäufung von riesigen Blöcken der verschiedenartigsten Gesteine. Unter ihnen herrschen die Carbonsandsteine und -konglomerate vor. Dazwischen finden sich aber auch so bedeutende Massen von *Schiefertonblöcken*, daß beispielsweise bei Kupferdreh die Blockpackung der Endmoräne direkt verziegelt wird. Die Blöcke werden zu diesem Zweck in einem Kollergange vermahlen und nur die allerhärtesten bleiben zurück. Die Schiefertonblöcke in der Endmoräne sind eine höchst eigenartige Erscheinung. Ihr Transport zusammen mit den großen Carbonsandsteinblöcken und nordischen Geschieben ist *nur durch Eis denkbar*. Bei einem Transport durch irgendeine andere Kraft zusammen mit den anderen harten Geschieben hätten sie zur feinsten tonigen Trübe aufgelöst werden müssen. Wie die nebenstehenden Abbildungen (Fig. 3 und 4) zeigen, erreichen die Blöcke einen Durchmesser bis zu $1\frac{1}{2}$ m; die krystallinen nordischen Geschiebe selbst finden sich noch in Blöcken, die $\frac{1}{2}$ m Durchmesser und mehr

erreichen. Sie sind beweisend dafür, daß es sich um wirkliche Bildungen des Inlandeises handelt, deren Oberflächenformen allerdings vielfach wieder verändert oder ganz zerstört worden sind.



Aufnahme des Verfassers.

Fig. 3.
Blockpackung in der Endmoräne von Kupferdreh.
Als Maßstab dient der Schirm links von der Mitte des Bildes.

Daß es sich um wirkliche Endmoränen handelt, zeigt außerdem auch die Verbreitung der Grundmoränen. Unter dem Löß ist die Grundmoräne im ganzen Industriebezirk nördlich des Endmoränenzuges von Eving über Langendreer, Bochum bis Steele und Essen fast überall nachzuweisen. Selbstverständlich gibt es bei dem großen Altersunterschied zwischen dem Löß und der Grundmoräne auch viele Stellen, an denen

sie vor Ablagerung des Lösses wieder ausgeräumt wurde. Die Grundmoränen sind sämtlich auf die Nordseite der Linie beschränkt, die durch die Endmoränen von Kupferdreh bis Hörde bezeichnet wird; an keiner einzigen Stelle greifen sie nach Süden darüber hinaus.

Auch Schmelzwasserabsätze des Inlandeises gehen nur selten über diese Linie nach Süden hinaus. Sie bezeichnet also fast stets die wirkliche Südgrenze des nordischen Dilu-



Aufnahme des Verfassers.

Fig. 4.
Großer gesprengter Block von Carbonsandstein in der Endmoräne bei Hörde.

viums. Eigentliche Schmelzwasserabsätze sind lediglich im Emschertale von der Hörder Endmoräne abwärts bis nach Barop hin zu finden; sie fehlen aber an allen übrigen Stellen. Nur stellenweise greift die Verbreitung der nordischen Blöcke wohl etwas weiter über die Moränen nach Süden aus. So finden sich beispielsweise noch Blöcke bei Wengern und Volmarstein in ziemlich bedeutender Höhenlage über der Ruhr, während das Ruhrgebiet oberhalb dieses Fundortes frei von nordischen Blöcken ist. Ich kann mir das Auftreten dieser nordischen Geschieben bei Wengern nur durch die Annahme erklären, daß auf den zurückgestauten Wassern mit Blöcken beladene Eisschollen bis weit ins Gebirge hineingetrieben sind und an Höhen strandeten.

Die Oberflächenformen der Endmoräne sind wie überhaupt die des Glazialdiluviums im Ruhrkohlenbezirk senil; nirgends finden wir noch ihre frischen natürlichen Formen; auch der Löß hat bei ihrer Veränderung das Seinige dazu getan und die letzten Spuren frischer Züge verwischt und verschleiert.

Stellen, an denen die Endmoränen sich in ein nicht vereist gewesenes älteres Gebirge hineingeschoben, sind in Norddeutschland mit Sicherheit verhältnismäßig nur selten nachzuweisen. Aus diesem Grunde dürften die Beobachtungen über das Verhältnis dieser Endmoränen zur Talbildung von besonderem Interesse sein.



Fig. 5.
Schematische Darstellung des Verhaltens der drei unteren Diluvialterrassen der Ruhr oberhalb von Steele und unterhalb von Heisingen. (Die höher gelegenen, älteren Terrassen sind fortgelassen.) Signaturen wie Fig. 6.

Weiter oberhalb im Ruhrtal sind die Terrassen stets in den Fels eingeschnitten; es ist das Normale, daß sie durch Felsbänder voneinander getrennt sind etwa in der Weise, wie durch die nebenstehende Fig. 5 dargestellt ist. Mancherlei Modifikationen sind dabei natürlich später durch umgestaltende Vorgänge geschaffen; das Normale ist aber, daß die Terrassen stets durch Felsbänder voneinander getrennt sind. Das gleiche gilt auch für den Teil des Ruhrtals von Kupferdreh abwärts bis nach Kettwig hin, wo erst bei dem selbstgenannten Orte nach den Ausführungen von Herrn WUNSTORF wieder ähnliche Verhältnisse vorliegen wie bei Kupferdreh. Aus diesem Verhalten der Terrassen folgt also, daß sich die Ruhr nicht vor der Vereisung bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten haben kann.

Die ältesten Terrassen liegen auf den höchsten Punkten, die jüngsten Terrassen tief unten in den Tälern. Zu der Bildung jeder neueren Terrasse mußte der Fluß sich jedesmal

erst wieder tief einschneiden. Nirgends bilden ältere Diluvialbildungen die Unterlage einer Terrasse.

Anders verhält es sich dagegen dort, wo das Glazialdiluvium in das Talsystem eingreift. Dort liegen die Terrassen sowohl auf anstehendem frisch erodierten Carbon wie auch auf Resten des Glazialdiluviums. Bei Kupferdreh greift die Endmoräne stellenweise bis an den Rand des Alluviums hinunter. Verfolgen wir ihre Unterkante von Überruhr nach Süden so sehen wir, wie sie sich allmählich in der Gegend von Hinsel so tief eingesenkt hat, daß sie das Niveau des Alluviums erreicht und nun darunter verschwindet. Ob sie tief unter das Alluvium hinabgreift oder wie tief, ist noch vollständig unbekannt. Im Süden dagegen bei Kupferdreh schließen die Glazialbildungen ganz plötzlich wieder ab. Die Moränen liegen hier also in einer Mulde, die bis unter das Alluvium hinabgreift. Die Mulde besitzt die langgestreckte Gestalt einer Rinne; ihr Untergrund ist aber nicht eben, sondern senkt sich, wie beschrieben, von Norden nach Süden ein. Abgesehen hiervon kann diese Rinne aber durch die Ruhr nicht geschaffen sein, da auch das Verhältnis der Terrassen zum Glazial dagegen spricht. Die Terrassen sind im Tal der Ruhr von Steele bis nach Kupferdreh sowohl in anstehendes Gebirge eingeschnitten, wie auch vielfach in die Aufschüttungen der Endmoräne. Bei Hinsel und Holthausen finden sich modellartig schöne Terrassenflächen, die aber verhältnismäßig wenig reines Flußschottermaterial enthalten und, wie gute Aufschlüsse in der Umgebung der Hinseler Kirche sowie am Wege zum Essener Strandbad zeigten, ganz aus Blockpackungen aufgebaut sind, deren Oberfläche später durch die Terrasse abgehobelt ist. Und in ganz ähnlicher Weise finden sich auch Stellen, wo sich noch die mittlere und die 3. Ruhrterrasse in Glazialbildungen eingeschnitten haben, so daß wir hier im allgemeinen das Bild haben, das die nebenstehende Fig. 6 darstellt. Für das Verhalten der Unterkante der Glazialbildungen sind besonders die Aufschlüsse am Rüpingsweg in Hinsel sehr instruktiv. Am Nordende stehen Terrassenschotter über Carbonschiefern an, dann schieben sich zwischen beide die Glazialbildungen ein, die auf Kosten der anstehenden Carbonschiefer und der Schotter bald so an Mächtigkeit zunehmen, daß sie den ganzen Steilrand vom Alluvium bis zur Terrassenfläche aufbauen. Ihre Unterkante greift hier also bis unter das Alluvium hinunter.

Ein gleiches Verhalten sehen wir nun auch zwischen Moränen und Terrassen bei der Altendorf-Dahlhausener

Gletscherzunge. Sowohl die unterste Terrasse legt sich bei Zeche Katharina auf die Grundmoräne auf, während bei Dumberg unter der 3. Terrasse Geschiebelehm nachgewiesen werden konnte. Diese 3 Terrassen sind also sämtlich jünger als das Glazialdiluvium. Allerdings sprechen viele Anzeichen dafür, daß die höchste von diesen mit dem Glazialdiluvium gleichzustellen ist. Dieses Verhalten der Terrassen macht es unmöglich, daß das Ruhrtal bereits fertiggebildet vorlag, besonders da es weiter abwärts wieder in gleicher Weise in festen Fels eingeschnitten ist wie weiter oberhalb. Wenn hier eine alte Talrinne vorhanden gewesen

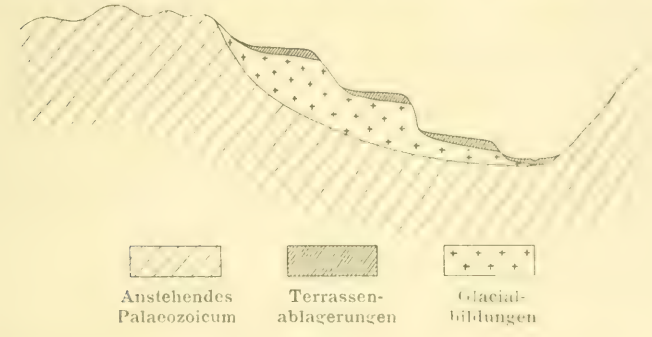


Fig. 6.

Schematische Darstellung des Verhaltens von Glacialbildungen und Terrassen zwischen Kupferdreh und Dahlhausen a. R.

wäre, so müßte sie cañonartig dem gleichen Lauf gefolgt sein, den heute das Ruhralluvium benutzt; sie müßte die gleichen Mäander gezogen haben, denen heute der Fluß folgt, dürfte keine größere Breite gehabt haben als das heutige Alluvium, und müßte wieder aufgefüllt gewesen sein bis zur höchsten Terrasse, so daß diese sich wieder in festen Fels einschneiden konnte, und sie müßte mit der Terrassenbildung nach und nach wieder restlos bis auf das heutige Alluvium ausgeräumt sein; kurz, diese Annahme erfordert so viele unmögliche Voraussetzungen, daß im Ernst nicht davon gesprochen werden kann.

Ebensowenig ist nun der Gedanke unannehmbar, daß eine selbständige, vom Ruhrtal unabhängige ältere Rinne hier bestanden haben könnte. In der südlichen Fortsetzung ist eine solche ausgeschlossen. Das Deilbachtal, das hier in der Verlängerung des Ruhrtales liegt, zeigt nur eine Terrasse, die mit der untersten, jüngsten Ruhrterrasse korrespondiert; es ist

eine ganz junge Talbildung, die frisch in den festen Felsen eingeschnitten ist. Eine diluviale Rinne weiter von Steele ab nach Norden hin wäre allerdings bis zu einem gewissen Grade denkbar. Über Kray läßt sich nämlich wirklich eine diluviale Rinne nach Norden verfolgen. Diese ist jedoch nicht älter als die Grundmoräne, sondern jünger; denn an ihrer Westseite schneidet die Grundmoräne, auf den Präglazialschottern aufliegend, mit einem Erosionsrand gegen dieses Tal ab. Verfolgen wir diese Rinne nach Norden hin, so stoßen wir auch bald auf Schwellen unter der Lößbedeckung, die die weitere Konstruktion einer alten Rinne unmöglich macht. Von Schonnebeck zieht sich nämlich über Dahlbusch, Mechtenberg, Leithe, Wattenscheid eine Schwelle höher aufragender Kreideschichten durch, die das Vorhandensein einer jungdiluvialen Rinne von Kray nach Norden hin vollständig ausschließt.

Es bleibt also nur die Annahme, daß entweder die Talbildung tektonisch angelegt ist, oder daß das Eis mit seinen Schmelzwassern diese Rinne selbst ausgekolkt hat. Eine tektonische Anlage des Tales ist aber ganz unmöglich, ein Grabenbruch liegt nicht vor. Querverwerfungen sind wohl vorhanden, aber sie sind ganz unbedeutend; der Bergbau hat vielmehr besonders bei der Zeche Heinrich unter dem Ruhrtal vollkommen ungestörte Verhältnisse angetroffen. Eine solche Verwerfung müßte aber auch jünger sein als die Kreide. Es ist ja aber eine bekannte Tatsache, daß in dem Gebiete östlich von Essen Störungen, die die Kreide mitverworfen haben, zu den größten Seltenheiten gehören. In dem hier in Frage kommenden Gebiet von Huttrop und Freisenbruch östlich von Steele sind Verwerfungen der Kreide nirgends nachzuweisen. Die Möglichkeit einer tektonischen Anlage des Ruhrtales scheidet also vollkommen aus.

Die Frage, weshalb gerade hier der Einbruch des Eises in das alte Gebirge erfolgte, ist also nur außerordentlich schwer zu beantworten. Möglicherweise hängt dieser Vorstoß damit zusammen, daß der Kreidesüdrand hier bei Essen nicht mehr als hoch aufragende Geländeschwelle wie am Haarstrang ausgebildet ist, sondern wegen der Faciesänderung in der Kreide nur unbedeutende, wenig widerstandsfähige Erhebungen bildete, die noch dazu durch die altdiluvialen Ruhrschotter vor Herannahen des Inlandeises bereits ganz abgetragen waren. So konnten Zungen des Inlandeises durch die Bodengestaltung vielleicht schon präformiert sein, die dann gegen den Gebirgsrand vorgeschoben wurden. Welche Faktoren hierbei weiter noch eine Rolle spielten, entzieht sich vorläufig unserer Kenntnis.

Es ist möglich, daß viele Zufälligkeiten zusammenwirkten; vielleicht spielte auch der Sutan, die bekannte größte Überschiebung des westfälischen Carbons, eine Rolle dabei. Diese erreicht den westlichen Talrand des Ruhrtals zwischen Schloß Schellenberg und Heisingen, folgte infolge der Faltung der Überschiebungsfläche dem heutigen Ruhralluvium bis fast in die Gegend von Steele und biegt dann nach Osten um. Diese Überschiebung kann natürlich das Tal nicht tektonisch angelegt haben, wohl aber hat sie eine starke Zertrümmerung der Gesteinsmassen hervorgerufen. Die hierdurch hervorgerufene leichte Angreifbarkeit der Schichten ließ vielleicht gerade hier eine wunde Stelle des Gebirges entstehen, die der evortierenden Wirkung der Schmelzwasser keinen Widerstand zu leisten vermochte. Vollständig befriedigen kann diese Erklärung allerdings auch nicht. Es bleibt eben nur die Erklärung, daß die Schmelzwasser selbst hier eine Rinne vor dem Eisrand ausgeschlagen haben, in die sich Endmoränenbildungen hineinlegten.

Ein analoges Verhalten der Endmoräne ist von Th. WEGNER auch für die jüngere Endmoräne von Münster nachgewiesen[1]). Nach seinen Feststellungen legt sich diese Endmoräne auf bedeutende Erstreckung in eine Rinne oder Mulde hinein, die höchstwahrscheinlich durch die hoch herabstürzenden Schmelzwasser des Eisrandes erst ausgekolkt ist.

Ein gleiches Verhalten zeigt auch die Endmoräne von Laer und von Crengeldanz. Die beiden alten Pforten von Laer und Crengeldanz, die von der altdiluvialen Ruhr benutzt wurden, und um die sich die altdiluvialen Ruhrschotter deltaartig in riesigem Bogen anordnen, dessen Grenze über Frohlinde, Castrop, Riemke verläuft, sind durch das Inlandeis offenbar bedeutend vertieft. Durch das Abteufen eines Spülversatzschachtes der Gelsenkirchener Bergwerks-Aktiengesellschaft in Langendreerholz ist festgestellt, daß die Unterkante der Glazialbildungen auch hier bis unter das Niveau der untersten Ruhrterrasse hinabgreift. Die Aufschüttung beträgt an der Crengeldanzer Pforte 60—62 m; sie beginnt mit sehr groben, reichlich mit nordischem Material durchsetzten Kiesen, und erst über diesen stellen sich die feineren, mit Blöcken durchsetzten Sande ein. Die Unterlage der altdiluvialen Ruhrschotter dürfte in dieser Pforte in einer Höhenlage von 140 m gelegen haben. Auf Rechnung des Inlandeises ist also an

[1]) TH. WEGNER: Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber., S. 397 ff.

diesen Stellen eine Auskolkung im Betrag von ca. 50 m zu setzen.

Die Hörder Endmoräne zeigt keinerlei ähnliche Veränderungen des Untergrundes. Sie sind dort jedoch keineswegs ausgeschlossen, da unsere Kenntnis solcher Erscheinungen bei Hörde wegen der starken geschlossenen Lößdecke und der geringen Tiefe der Aufschlüsse noch sehr lückenhaft ist.

Ungelöst bleibt die Frage, wo die Schmelzwassermassen des Inlandeises ihren Abfluß fanden. Von Hörde und Barop zieht sich das breite Annener Tal nach Witten hin, das den



Aufnahme des Verfassers.

Fig. 7.

Kiesgrube in der Endmoräne von Langendreerholz.

Gedanken nahelegt, daß hier eine Schmelzwasserrinne zu suchen sei. Die Diluvialbildungen in derselben bestehen aber bei Witten aus reinen Ruhrschottern, frei von jedem nordischen Material. Hier herrschen Gesteine des Sauerlandes, besonders aus dem Devon und Culm, vor, während umgekehrt bei Barop Schotter und Sande auftreten, die nur aus carbonischem Material, gemischt mit nordischen Geröllen, bestehen. In der Talbildung haben wir also zwei ganz verschiedenartige Teile, die durch eine Talwasserscheide in der Gegend von Annen voneinander getrennt sind und eine gemeinsame Entstehung des gesamten Talzuges ausschließen.

Diese Beobachtungen bestätigen also vollständig die von Herrn P. Krusch bereits vor längerer Zeit mündlich wiederholt geäußerte Auffassung, daß im Annener ebenso wie im Aplerbeck-Söhlder Tal keine einheitliche Talbildung vorliegt, sondern daß nur die besonders flache Talwasserscheide dieses Bild vortäuscht.

Es fehlt also jeder Anhaltspunkt, wo die Schmelzwasser geblieben sind. Diese Frage bleibt vorläufig noch ungelöst.

Die Beobachtungen, die im vorstehenden niedergelegt sind, liefern aber vielleicht einen brauchbaren Beitrag zu der Frage, ob das Eis oder seine Schmelzwasser imstande waren, nennenswert die Oberflächenformen des festen Gebirges umzugestalten. Für dieses Gebiet müssen wir die Frage bejahen und dürfen uns vielleicht, ohne voreilig zu verallgemeinern, doch wohl fragen, ob diese Tätigkeit des Inlandeises nicht schon oft unterschätzt worden ist.

In der Diskussion sprechen die Herren BEYSCHLAG, WUNSTORF, GRUPE, FLIEGEL und der Vortragende.

Herr **GRUPE** macht in der Diskussion zu dem Vortrage des Herrn BÄRTLING über die Endmoränen am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges Bedenken dagegen geltend, daß die Schmelzwässer des Eises lokal eine 50—60 m tiefe Talrinne im festen Gebirge erzeugt haben sollen, und weist auf die den geschilderten Verhältnissen analoge Erscheinung hin, daß im mittleren Flußgebiete der Weser die Glazialaufschüttungen ebenfalls tief in die Täler hinunterreichen, mag es sich nun um die Ablagerungen der mittleren (zweiten) Vereisung, wie bei Hameln, oder um die Ablagerungen der ersten Vereisung (Porta[1]), Freden-Alfeld, nordwestlicher Harzrand) handeln. In diesen Gegenden können bedeutendere Erosionswirkungen der Schmelzwässer im älteren Gebirge schon aus dem Grunde nicht angenommen werden, weil die Glazialschichten im unmittelbaren Niveau der Täler oder doch nahe demselben von rein fluviatilen Bildungen vielfach unterlagert werden, und zwar im einen Falle (bei Hameln) von den Schottern der Mittleren Terrasse, im anderen Falle (am Harzrande in der Gegend von Gandersheim, Seesen und Juliushütte) von präglazialen Schottern und Schuttmassen, die als Liegendes der ältesten Glazialbildungen sogar schon das jungpliocäne Alter der Täler bekunden. (Zur näheren Orientierung über diesen Gegenstand vgl. die in dieser Zeitschrift 1909 und 1912 veröffentlichten Aufsätze über die Weserterrassen).

[1]) Daß die Vergletscherung an der Porta und im Zusammenhange damit die in der Literatur schon mehrfach erörterte Ablenkung der Weser ins Gebiet der Haase-Ems in die erste unserer drei Eiszeiten fallt, ist das Ergebnis neuerer Untersuchungen, über die bei nächste Gelegenheit berichtet werden soll.

In der Diskussion weist der Vortragende darauf hin, daß im Rheinischen Schiefergebirge eine Ausfurchung der Täler schon zur Pliocänzeit oder im älteren Diluvium ausgeschlossen ist. Stets liegen die ältesten Terrassen am höchsten, während die jüngsten in den tieferen Teilen der Täler auftreten. In den schematischen Darstellungen Fig. 5 und 6 (S. 197 u. 199) sind diese Terrassen nicht mit zur Darstellung gebracht. In der Umgebung von Kupferdreh kennen wir pliocäne Ablagerungen in Form von Quarzschottern erst etwa 10 km weiter südlich auf den höchsten Erhebungen bei Velbert. Sie liegen dort fast 200 m über dem Talboden der Ruhr.

Für die Auffassung, daß glaziale Schmelzwasser diese Ausfurchungen bewirkt haben, sprechen besonders auch die Aufschlüsse in dem neuen Spülversatzschacht der Gelsenkirchener Bergwerks-Aktiengesellschaft in Langendreerholz. Dort konnten in der ganzen Mächtigkeit von über 60 m, die in den Sanden und Kiesen durchteuft wurden, überall nordische Komponenten nachgewiesen werden. An der Basis fand sich aber gröberer Kies, in dem das nordische Material besonders reichlich vorhanden war. Gerade dieses Auftreten von groben Kiesmassen nordischer Herkunft unmittelbar auf der erodierten Unterlage von älterem Gebirge spricht aber dafür, daß die Rinnen durch diese Ablagerungen selbst geschaffen sind. Dem Alter nach sind diese Glazialbildungen, wie bereits im Vorjahre (a .a. O.) nachgewiesen wurde, höchstwahrscheinlich in die 2. Eiszeit zu stellen. Insofern besteht völlige Übereinstimmung mit dem von Herrn FLIEGEL auf der linken Rheinseite nachgewiesenen Alter der entsprechenden Endmoränen.

Gegen die Möglichkeit, daß die Rinne hier tektonisch angelegt sein könnte, sprechen, abgesehen von dem im Vortrag ausgeführten Gründen, das Verhalten der Flöze in den Zechen der beiden Seiten des Ruhrtales, deren Abbau zum Teil unter das Ruhrtal vorgedrungen ist. Die Flöze liegen dort vollständig ungestört. Eine tektonische Entstehung der Rinne, in der die mächtigen Kiesaufschüttungen liegen, ist demnach vollständig ausgeschlossen.

Herr BERG berichtete über **neue Basaltfunde im Riesengebirge.**

Basalt war im Riesengebirge bisher in der geologischen Literatur nur vom Eisenberg bei Saalberg und aus der Kleinen Schneegrube bekannt. Bei den Kartierungsarbeiten auf dem Blatte Krummhübel wurden verstreute Bruchstücke in geringer

Zahl dicht südlich vom Pferdestein und östlich vom Hübelstein entdeckt. Ferner fand sich an einem Promenadenweg unterhalb der Marthahöhe in Krummhübel ein kleiner, nur 30 cm mächtiger Basaltgang von ost—westlichem Streichen, der sich in Lesesteinen noch 50—100 m weit westwärts verfolgen ließ. Die drei Fundpunkte liegen in einer von Ost nach West sich hinziehenden Linie, deren Verlängerung genau auf den ebenfalls ost—westlich streichenden Gang in der Kleinen Schneegrube und weiterhin ungefähr auf das Basaltvorkommen vom Schwarzen Berge beim Forsthaus Iser hinweist. Auf derselben Linie liegt ein von Herrn WENKE in Hirschberg in der Zeitschrift des Riesengebirgsvereins bekanntgegebener Fundpunkt von Basaltlesesteinen am Nordwestabhang des Dürren Berges südlich von Hain. Es scheint also hier zweifellos eine einheitliche Bildung, wenn auch kein zusammenhängender Basaltgang, vorzuliegen, also eine Ost—Westspalte, auf der an verschiedenen Punkten geringe, in der Tiefe vielleicht zusammenhängende Basaltmassen aufgedrungen sind.

Seiner petrographischen Natur nach handelt es sich an allen drei Fundpunkten um einen Glasbasalt, der Augit, Olivin und Magnetit in reichlicher Glasbasis führt. Der Basalt vom Pferdestein ist besonders olivinreich, der vom Hübelstein etwas blasig entwickelt. Feldspat fehlt fast völlig, trotz eines ziemlich hohen Al-Gehaltes. Die Feldspatmasse scheint also im Glas enthalten und nicht ausgeschieden zu sein. Nur ganz vereinzelt finden sich kleine Feldspatleistchen, an die sich winzige Augitmikrolithen rauhreifartig ansetzen. Bemerkenswert sind mikroskopische, unscharf begrenzte rundliche Partien des Gesteins, in denen das Glas überwiegt und als Ausscheidungen nur winzige tiefbraune Hornblendesäulchen enthält. Eine von Calcit erfüllte Geode inmitten einer solchen Glaspartie beweist, daß es sich hier nicht um älteste, intratellurische, sondern im Gegenteil um die letzten restlichen Ausscheidungen des Magmas handelt.

Die Analyse (Analyt. EYME) ergab folgende Werte:

SiO_2	36,87
TiO_2	3,16
Al_2O_3	10,54
Fe_2O_3	7,38
FeO	7,24
CaO	13,78
MgO	11,90
K_2O	0,73
Na_2O	1,07
	92,67

Übertrag	92,67
H_2O	6,02
SO_3	Spur
S	0,13
CO_2	0,44
P_2O_5	0,96
	100,22

Herr L. **FINCKH** spricht über **Alkaligesteine in dem niederschlesischen Schiefergebirge.**

Vor einiger Zeit wurde mir von Herrn Professor Dr. E. ZIMMERMANN eine Reihe von Diabasen und Porphyren aus der Umgebung von Bolkenhain im niederschlesischen Schiefergebirge zur Untersuchung übergeben, nachdem er mich darauf aufmerksam gemacht hatte, daß ein Teil dieser Gesteine durch die Führung von blauen Hornblenden ausgezeichnet ist. In diesen Gesteinen ist die blaue Hornblende schon früher durch KALKOWSKY[1]) und nach ihm von GÜRICH beobachtet worden; und GÜRICH[2]) hat sie als Glaukophan erkannt und näher beschrieben.

Die Gesteine, in denen sich der Glaukophan findet, sind mehr oder weniger stark geschieferte Diabase. Während die Feldspate dieser Gesteine meist sehr starke Zertrümmerung und z. T. auch Zersetzung erkennen lassen, sind die Augite oft noch recht frisch. Es sind Titanaugite, die bisweilen, wie auch GÜRICH hervorhebt, randlich von dem sekundären Glaukophan umwachsen sind.

Von besonderer Bedeutung für die Auffassung dieser glaukophanführenden Diabase und Diabasschiefer ist nun das Auftreten von echten Keratophyren in räumlich engem Verbande mit jenen Gesteinen, über deren geologisches Alter in neuerer Zeit nur GÜRICH sich geäußert hat. Nach ihm gehören sie in das Untersilur.

Von den Keratophyren dieses Gebietes sind besonders zwei Gesteine von Interesse, ein quarzführender Keratophyr von MERZs Steinbruch bei Klein-Waltersdorf und ein ähnliches Gestein vom Eichenbusch bei Hohendorf. Diese Gesteine sind ebenfalls durch die Führung von blauen Hornblenden charakterisiert. Es ist aber hier eine primäre, arfvedsonitische Hornblende. Die Grundmasse dieser Gesteine ist ausgesprochen trachytoid. Diese Keratophyre müssen also den Lahn-

[1]) E. KALKOWSKY: Über grüne Schiefer Niederschlesiens. Tscherm. Min. Mitt. 1876, S. 87—116.

[2]) G. GÜRICH: Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 691—734.

porphyren zugerechnet werden. Wie manche Lahnporphyre entsprechen auch sie als paläovulkanische Äquivalente pantelleritischen Arfvedsonittrachyten. Derartige Gesteine sind ausgesprochene Alkaligesteine, und ich stehe nicht an, auch die anderen Keratophyre dieses Gebietes, die frei sind von Alkalihornblende, die sich aber durch die Führung von oft fleckigen natronreichen Feldspaten auszeichnen, als echte Keratophyre, also ebenfalls als echte Alkaligesteine, zu betrachten.

Nach LOSSEN[1]) bilden die Keratophyre „ein interessantes saures Glied derjenigen paläozoischen Eruptionsformation, an deren basischem Ende die echten Diabase stehen“. ROSENBUSCH hat früher die Keratophyre in ihrer Gesamtheit als Alkaligesteine aufgefaßt. Da sie aber in unseren deutschen Gebieten stets in engem Verbande mit Diabasen auftreten, die ROSENBUSCH seinen Kalkalkaligesteinen zurechnet, so ist er neuerdings[2]) geneigt, den größeren Teil der keratophyrischen Gesteine als „Ergußgesteine der Kalkalkalimagmen vom chemischen Charakter der Aplite“ anzusprechen. Dafür spricht für ihn besonders auch der Umstand, daß in den Keratophyren Alkalipyroxene und Alkaliamphibole, die doch den effusiven Formen der Alkalimagmen häufig eigen sind, nicht ganz einwandfrei nachgewiesen werden konnten.

Inzwischen hat aber R. BRAUNS[3]) für mitteldevonische Keratophyre des Lahn- und Dillgebietes den einwandfreien Beweis für deren Zugehörigkeit zu den Alkaligesteinen erbracht. BRAUNS hat in einem Keratophyr aus dem Rupbachtal arfvedsonitische Hornblende und Ägirin nachgewiesen und hat außerdem festgestellt, daß ein Teil der mitteldevonischen Diabase des Lahn- und Dillgebietes alkalireiche Essexite sind.

Die Frage, ob die glaukophanführenden Diabase und Diabasschiefer des niederschlesischen Schiefergebirges, besonders der Umgebung von Bolkenhain, als essexitische Gesteine anzusehen sind, glaube ich schon jetzt in bejahendem Sinne beantworten zu dürfen. Wenn auch das Studium dieser Gesteine durch die starke mechanische Deformation eines großen Teiles der Gemengteile sehr erschwert wird, so deutet doch die eigen-

[1]) R. LOSSEN: Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 455.

[2]) H. ROSENBUSCH: Mikrosk. Phys. der massigen Gesteine, 4. Aufl., Bd. II, 2, S. 1493.

[3]) R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXVII, S. 306 u. 265 ff. — Siehe auch DORMER: Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. Diss. Gießen 1902 und N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XV, S. 594—645.

artige Umwachsung der Titanaugite durch eine sekundäre Glaukophanhornblende darauf hin, daß wahrscheinlich diese Pyroxene einen Mantel von natronhaltigem Augit besessen haben. Die Führung von solchen Titanaugiten mit Ägirinaugitmänteln ist gerade für manche alkalireichere Essexite charakteristisch.

Meine Auffassung der Gesteine aus der Umgebung von Bolkenhain ist also kurz gefaßt folgende: Wir haben in dem niederschlesischen Schiefergebirge eine paläovulkanische Alkaligesteinsprovinz, in der Essexite mit trachydoleritischen Diabasen und Keratophyren, die zum Teil typischen Alkalitrachyten entsprechen, in engem geologischen Verbande auftreten.

Ich glaube ferner, daß der Satz LOSSENS: Es liegt in den Keratophyren „ein interessantes saures Glied derjenigen Eruptivformation vor, an deren basischem Ende die echten Diabase stehen", sich in seiner ganzen Tragweite aufrecht erhalten lassen wird.

Zur Diskussion spricht Herr BERG und der Vortragende.

In der Diskussion warnt Herr **BERG** vor einer Überschätzung des Vorkommens natronhaltiger, blauer Hornblenden in stark umgesetzten und geschieferten Gesteinen bei Beurteilung der petrographischen Natur des ursprünglichen vormetamorphen Magmas. Das Vorkommen derartiger Hornblenden in den Geoden mit Calcit u. a. beweist, daß sie nicht nur durch Umsetzung aus Natronpyroxenen, sondern auch als echte Neubildungen entstehen können. Zu solcher Neubildung ist durch Reaktion des Natrongehaltes der Plagioklase auf die normalen Pyroxene überall im Gestein Gelegenheit gegeben.

Demgegenüber weist Herr **FINCKH** darauf hin, daß in den ebenfalls zum Teil stark druckmetamorph veränderten Diabasen Ostthüringens solche Neubildungen von Glaukophan nicht beobachtet werden konnten, während sie in den Diabasen und Diabasschiefern der Umgebung von Bolkenhain auffällig häufig erscheinen.

Herr **W. WOLFF** machte eine kurze Mitteilung über **neue Funde pliocäner und diluvialer Conchylien in glazialen Stromkiesen bei Obornik in Posen.**

Das Städtchen Obornik liegt nördlich von Posen an der Einmündung des kleinen Welnaflusses in die Warthe. Östlich

der Stadt befinden sich in der diluvialen Terrasse des Welna-Warthewinkels, deren tieferer Untergrund durch den pliocänen „Posener Ton" (Flammenton) gebildet wird, Kiesgruben, die reich an Geschieben aller Art und besonders an abgerollten Knochen und Conchylien sind. Seit langen Jahren ist Herr Sanitätsrat Dr. VON CHLAPOWSKI (Posen) bestrebt, die Fossilien zu sammeln. Eine Folge von Conchylien, die er kürzlich Herrn RAUFF übersandte, wurde von H. MENZEL und dem Vortragenden untersucht und zeigte folgende Zusammensetzung:

1. Jurassische Fossilien, z. T. anhaftend an braunem Sandstein, nicht bestimmt.
2. *Serpula Damesii* (Cenoman).
3. Mitteloligocäne Conchylien: *Fusus multisulcatus*, *Pleurotoma Selysii*, *Pl. subdenticulata*.
4. Pliocäne Conchylien: *Paludina crassa* MENZEL, *P.* cf. *gradata* SABBA, verschiedene andere nicht bestimmbare Paludinen.
5. *Paludina diluviana*, diluvial.
6. *Cardium edule*, diluvial.
7. *Corbicula fluminalis*, diluvial?

Die jurassischen Fossilien mögen, da sie recht zahlreich sind, einheimischer Herkunft sein. Man kennt in der Provinz Posen eine Reihe von Juravorkommen (Pakosch, Hohensalza), und weitere mögen verborgen unter dem Diluvium der Entdeckung durch tiefere Brunnenbohrungen harren.

Die mitteloligocänen Conchylien sind wohl von Norden durch das Inlandeis herbeigeschleppt. Man kennt Mitteloligocän in dem Gebiet zwischen Frankfurt a. d. O., Landsberg und Köslin; vielleicht reicht es im Ostseegebiet bis zur Weichselmündung.

Die pliocänen Paludinen sind offenbar einheimischen Ursprungs. Nachdem durch JENTZSCH und MENZEL die *Paludina crassa* MZL. aus dem „Posener Ton" von Lopatken in der Gegend von Culm, Westpr. (rechts der Weichsel) bekanntgegeben ist, darf man annehmen, daß diese Art, wo sie innerhalb des Verbreitungsgebietes des Posener Tons auf sekundärer Lagerstätte vorkommt, aus demselben ausgewaschen ist. Übrigens ist auch ein abgerollter Mastodon-Zahn aus der Oborniker Kiesgrube beschrieben worden, der wohl ebenfalls dem Posener Ton („Flammenton") entstammt.

Corbicula fluminalis gilt an den thüringischen Fundorten — meines Wissens den einzigen Deutschlands — als Fossil des älteren Interglazials. In Frankreich und England findet

sie sich in diluvialen Terrassen, z. B. im Themse-Tal, und außerdem bei Cromer an der ostenglischen Küste, einem Fundort, der von deutschen Kritikern gleichfalls für älteres Interglazial angesehen wird. In Dänemark ist sie an zwei Stellen gefunden, wo ihr ein präglaziales Alter zugeschrieben wird.

Als gleichwertig den thüringer *Corbicula*-Schottern gelten die *Paludina diluviana*-Tone der Mark, die mit ziemlicher Sicherheit dem älteren Interglazial zugerechnet werden. So ist es vielleicht kein Zufall, daß sich in Obornik neben der *Corbicula fluminalis* zahlreiche Exemplare der *Paludina diluviana* finden.

Auf diese letztere und einige andere interglaziale Konchylien hat bereits F. WAHNSCHAFFE im Jahrb. d. geol. Landesanstalt 1897 aufmerksam gemacht.

In den Rahmen des älteren Interglazials dürfte vielleicht auch das *Cardium edule* gehören. Allerdings erklärte MAAS die zwischen Argenau und Birnbaum a. d. Warthe zerstreuten Vorkommen mariner Sande mit *Cardium edule* für wahrscheinlich präglazial[1]). Aus dem Vergleich mit den westpreußischen Vorkommen habe ich indessen den Schluß gezogen[2]), daß die marinen Schichten von Ost- und Westpreußen und Posen mit den Paludinenbänken eng verbunden sind, und vermutlich der gleichen Zeitepoche wie diese, also dem älteren Interglazial, angehören.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. BÄRTLING. JANENSCH.

[1]) Diese Zeitschr. 1904, Monatsber., S. 27.

[2]) W. WOLFF: Die geologische Entwickelung Westpreußens. Schriften d. Naturforschenden Gesellsch. in Danzig, N. F., Bd. XIII, Heft 3/4, 1913.

Briefliche Mitteilungen.

14. Vorbergbildung und Tektonik am Nordrand der Schwäbischen Alb.

Von Herrn Richard Lang.

(Mit 3 Textfiguren.)

Tübingen, den 6. Februar 1913.

Vom Neckarland aus bietet sich die Schwäbische Alb dem Auge des Beschauers als eine fast ununterbrochene hochragende Gebirgsmauer dar. Erst in größerer Nähe löst sich die Bergwand in zahllose Vorsprünge und Vertiefungen auf, die als unregelmäßige Zacken und Grate ins Vorland hinausragen oder als tief eingerissene Täler die Albmasse zerschlitzen. Da und dort erscheinen der Alb vorgelagert vereinzelte niederere oder höhere Kuppen und „Bühle" oder steil ansteigende Vorberge, die fast die Höhe der Albhochfläche erreichen und als herrliche Aussichtspunkte auf den Steilabfall der Alb bekannt sind.

Die Vorberge der Schwäbischen Alb sind letzte Reste, letzte Zeugen aus einer Zeit, da die Alb weiter nach Westen und Norden reichte. Sie überdeckte bekanntlich zur Miocänzeit noch die Gebiete des heutigen Stuttgart, und ist seit dieser Zeit unter dem Einfluß von Erosion und Denudation immer weiter nach Südosten zurückgewandert. An manchen Stellen fielen kleine Bezirke des Albmassivs langsamer der Zerstörung anheim als das umliegende Gebiet, und so trifft man heute entlang dem Nordrand der Alb die eben genannten Vorberge und Hügel, die aus irgendeinem Grunde noch nicht so tief abgetragen sind wie das sie umgebende Gelände.

Es erschien mir nicht uninteressant, den Gründen nachzugehen, aus denen die Vorberge bis auf den heutigen Tag erhalten geblieben sind. Zum Teil sind die Bedingungen für die Vorbergbildung schon lange bekannt, zum Teil

mochte jedoch auch der Zufall eine ausschlaggebende Rolle dabei spielen. Auch für diese anscheinenden Zufallsprodukte ließ sich ein tieferer Grund ihrer Existenz erkennen, wie dies im folgenden nachgewiesen werden soll.

Schon nach den Gesteinen, aus denen die Vorberge vollständig oder mindestens bis zu einem gewissen Teile aufgebaut sind, kann man die Vorberge in zwei vollständig verschiedenartige Gruppen einteilen.

Ein Teil der Vorberge besteht, mindestens um deren Kuppen, aus Basalttuff, den Ausfüllmassen der „Vulkanembryonen" der Schwäbischen Alb. Da, abgesehen von dem zu den Hegauvulkanen gehörenden badischen Wartemberg, vulkanische Erscheinungen am Nordrand der Alb auf die Kirchheimer und Reutlinger Gegend beschränkt sind, so tritt auch nur hier diese Art von Vorbergen auf. Da den Tuffen eine mehr oder weniger große Masse harter Weißjurakalkstücke tief hinab in den Schloten beigemengt zu sein pflegt und oft eine beträchtliche Verkittung der Tuffe zu beobachten ist, so kommt ihnen manchmal eine ziemlich bedeutende Widerstandsfähigkeit gegen zerstörende Einflüsse zu. Diese Widerstandsfähigkeit wird besonders dann erkennbar, wenn die die Tuffröhren umgebenden harten Kalke des Weißen Juras abgetragen sind. Dann vermochten die darunterliegenden Schichten vom Weißen Jura α bis zu dem eine Geländeterrasse erzeugenden Kalkgestein des Braunen Jura γ, die fast ausschließlich aus weichen tonigen und mergeligen Schichten bestehen und nur selten von einer Kalkbank unterbrochen werden, der Erosion so gut wie keinen Widerstand entgegenzusetzen. Deshalb wurde diese Schichtenserie trotz ihrer hohen Mächtigkeit von über 150 m stets rasch abgetragen, wenn erst die schützende Decke der Weißjurakalke zerstört worden war. Die tufferfüllten Röhren dagegen hielten, soweit sie infolge ihrer Gesteinszusammensetzung und Verkittung eine gewisse Festigkeit besaßen, der Zerstörung stand und wurden allmählich ringsherum freigelegt und als Kegelberge oder niedere Kuppen herauspräpariert, wenn sie auch vorher auf der intakten Albhochfläche Maare gebildet haben mochten. So entstanden die vulkanischen Vorberge, wie der Georgenberg bei Reutlingen, der Florian und Weinberg bei Metzingen, die Limburg bei Weilheim und alle die kleineren „Bühle" und „Bölle" der Reutlinger und Kirchheimer Gegend, die der dortigen Landschaft ihren eigenartigen Charakter verleihen.

Die zweite Gruppe von Albvorbergen besteht ausschließlich aus Sedimentschichten und reicht stets mindestens bis zu

der ersten Zone harter Kalk des Weißen Juras hinauf, da die Berge nur so als Außenlieger der Zerstörung zu trotzen vermochten. An solchen Vorbergen, die vom mittleren oder unteren Braunen Jura als Sockel aufragen, wären zu nennen aus dem südlichen Teil der Schwäbischen Alb der Hohenkarpfen und der Lupfen bei Spaichingen, der Lemberg, Oberhohenberg und Plettenberg zwischen Rottweil und Balingen, im mittleren Teile der Alb der Hohenzollern bei Hechingen und die Achalm bei Reutlingen, im nördlichen Teile derselben die zwischen Fils und Rems gelegenen drei Kaiserberge Hohenstaufen, Rechberg und Stuifen, und als letzter Vorposten im Nordosten der Ipf bei Bopfingen.

Bei der Entwicklung dieser Vorberge wie überhaupt bei der allmählichen Abtragung der Alb geht der Zerstörungsvorgang im allgemeinen in der Weise vor sich, daß die an den Berghängen zutage tretenden weichen Schichten des untersten Weißen und der oberen Hälfte des Braunen Juras durch die Einwirkung der Atmosphärilien rasch zerstört und fortgeführt werden. Bei den harten Kalken des Weißen Juras vollzieht sich die Zerstörung viel langsamer. Nur ganz allmählich bröckelt unter dem Einfluß von Frost und Hitze und der erodierenden Tätigkeit des Wassers das Weißjuragestein an den Steilkanten der Alb ab und stürzt, gewaltige Kalkschutthalden bildend, ins Tal hinab. Wo sich ein Kalkplateau befindet, das nicht mehr von wasserhaltenden, den darunterliegenden Kalk mehr oder weniger vor der Durchfeuchtung schützenden Tonschichten überdeckt ist, wird auch oberflächlich das Wasser eindringen, bei zerklüftetem Gestein dasselbe chemisch und mechanisch zermürben und die Zerstörung der Stufe an der Steilkante gegen das Albvorland befördern. Auch vermögen dann die Sickerwasser die unter den harten Jurakalken liegenden weichen Tone, soweit die ersteren Zerklüftung aufweisen, zu durchfeuchten und am Berghang zum Rutschen zu veranlassen. Auf diese Weise kann das harte Kalkgestein auch durch Nachgeben der Unterlage zum Abbrechen und damit zur Zerstörung gebracht werden. Immer jedoch bleiben die harten Weißjuraschichten gegenüber den sie unterlagernden Mergeln und Tonen in der Geschwindigkeit ihrer Zerstörung relativ zurück, und es resultiert deshalb stets ein steil in die Höhe ansteigender Berghang, der nach oben mit einer harten Weißjuraplatte abschließt, die nicht selten gegen das Tal zu Felsbildungen und senkrecht abstürzende Steilwände zeigt. Daher wird im Verlaufe der Erosion zwar „die horizontale Ausdehnung der Alb immer

kleiner und kleiner; aber die Höhe derselben bleibt bis zum letzten Augenblicke, in welchem das letzte Stück dahinsinken wird, ungefähr wenigstens, dieselbe“[1]).

Für die Vorbergbildung kommt als wichtiger Faktor noch in Betracht, ob die Kalke des Weißen Juras eine größere oder geringere Wetterbeständigkeit besitzen und deshalb längere oder nur kürzere Zeiten ihrer Zerstörung zu trotzen vermögen.

In dem normal ausgebildeten Weißen Jura zeigen die harten β-Kalke, die hier im wesentlichen in Betracht kommen, weithin ungefähr gleiche Mächtigkeit und gleiche petrographisch-strukturelle Eigenschaften: Bänke aus völlig dichtem Kalkgestein, die in dünneren oder dickeren Lagen parallel über einander liegen und in größere oder kleinere Stücke und Klötze zerbrechen. Sie werden somit auch überall ungefähr die gleiche Festigkeit und Wetterbeständigkeit gegen die zerstörenden Einflüsse der Atmosphärilien aufweisen.

Anders in den „kolonisierten“ Weißjuraschichten, wo wuchernde Schwämme die Bildung ungeschichteter Kalkfelsen, häufig schon vom Weißen Jura α ab beginnend, an Stelle von Tonschichten oder „wohlgeschichteten“ Kalken veranlaßt haben. In diesem Falle ist die Mächtigkeit der harten Kalke, die die weichen Tone und Mergel bis hinab zum mittleren Braunen Jura überragen, oft eine beträchtlich größere als in den sie umgebenden nichtverschwammten Weißjuraschichten, und infolge der massigen, ungeschichteten, weithin kompakten Beschaffenheit der Schwammfelsen neigen diese noch viel weniger zur Verwitterung als die geschichteten Weißjurakalke. Sie können deshalb auch von der Erosion viel weniger leicht angegriffen werden, weil sie als ziemlich wasserundurchlässige, zusammenhängende, senkrecht aufragende, gewaltige Felsplatten die darunterliegenden weichen Tone vor der Durchfeuchtung und Wegführung schützen. Unterbrechen schon geschichtete Kalkbänke von einiger Vertikalentwicklung die rasche Abtragung, indem sie die Bildung von Terrassen veranlassen, so ist dies in noch erhöhtem Maße der Fall, wenn gewaltige, scheinbar einheitliche Felsklötze mit unzugänglichen Steilwänden von hundert und mehr Metern Höhe und beträchtlicher horizontaler Erstreckung sich den Einflüssen der Erosion entgegenstellen.

Da die Verschwammung des unteren Weißen Juras besonders in der Balinger Gegend auftritt, so läßt sich

[1] Branco: Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, 1894, S. 525.

gerade hier der Gegensatz zwischen der Zerstörung der geschichteten und der verschwammten Gebirgsteile beobachten. Schon in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts hat ENGEL in seiner trefflichen Studie über den Weißen Jura in Schwaben auf diese Gegensätze hingewiesen: „Der kolonisierte Fels trotzt Jahrtausenden, während die weichen Tonschichten drum herum der Zeit und dem Einfluß der Atmosphärilien erliegen; so entstanden eben Böllert und Hörnle als die weit vorragenden Schildwachen des Tals, das offenbar lediglich durch Erosion gebildet ist[1])". Besonders sei auch der Lochen, dieses wuchtigen Felsklotzes aus Schwammgestein, gedacht. Daß nicht nur die Tonschichten, von denen ENGEL spricht, sondern auch das geschichtete Weiß-β leichter zerstört werden als die in ihm eingebetteten Schwammriffe, lehrt ein jeder Besuch der dortigen Gegend.

Was nun die im südlichen Teile der Schwäbischen Alb gelegenen, oben genannten Vorberge betrifft, so mag der eine oder andere der Verschwammung der Weißjurakalke, die er an seinen Gipfel trägt, neben andern Ursachen seine Existenz verdanken. So zeigt der Plettenberg nach ENGEL zum Teil verschwammten Weißen Jura γ, auf dem Oberhohenberg fand er nur einen kleinen Schwammklotz im β[2]). Die übrigen genannten Vorberge der Südalb sind dagegen wohl ausschließlich aus geschichtetem Weißem Jura aufgebaut. Für sie dürfte deshalb der eben genannte Grund für die Erklärung ihrer Bildung nicht herangezogen werden können. Da ich sie als mir weniger bekannt von der Besprechung ausschließe, möchte ich es auch dahingestellt sein lassen, inwieweit ihre Entstehung mit Erosionswirkungen von der Donauseite her in Beziehung gebracht werden kann, oder ob sie etwa unter denselben Bedingungen erhalten geblieben sind wie die im folgenden zu beschreibenden nichtvulkanischen Vorberge im mittleren und nördlichen Teile der Alb.

Bei diesen letzteren Vorbergen vom Hohenzollern bis zum Ipf kann Verschwammung der Weißjurakalke nicht die einzige Ursache der Isolierung dieser Bergkegel gewesen sein. Zwar zeigt die Achalm unter normal geschichtetem Weißem Jura noch einige Meter verschwammte massige Felsen, und der Rechberg sowie der Stuifen, ersterer jedoch nur auf seiner Nordseite, trägt eine Schwamm-γ-Kuppe[3]). Aber selbst

[1]) Jahresh. d. Ver. f. vaterländische Naturkunde in Württemberg, 1877, S. 140.

[2]) a. a. O., S. 138.

[3]) a. a. O., S. 159.

wenn, was mindestens bei der Achalm, wo die Verschwammung erst unter den normal abgelagerten Schichten auftritt, höchst unwahrscheinlich ist, die Schwammschichten die Vorbergbildung der genannten Berge veranlaßt hätten, so ist damit die Bildung der übrigen, keine Schwammschichten tragenden Vorberge noch keineswegs erklärt. Man hat deshalb bisher bei der Erklärung der Vorberge allgemein den Zufall für das Übrigbleiben dieser Erosionsreste verantwortlich gemacht. Und tatsächlich läßt sich leicht ausmalen, wie bei der Erosion am Nordrand der Alb da und dort ein Gebirgspfeiler durch die Gunst seiner Lage, unberührt von den zerstörenden Einflüssen der Atmosphärilien, erhalten geblieben ist. Bei dieser Auffassung ist jedoch der Begriff „Gunst der Lage“ ein undefinierbares Etwas[1]).

Auf Grund der geologischen Kartierung der Achalm bei Reutlingen und ihrer Umgebung, die höchst merkwürdige Ergebnisse zeitigte, wurde ich darauf aufmerksam, daß die Erhaltung der zu besprechenden Vorberge doch einem tieferen Grund zu verdanken ist, als man bisher annehmen mochte, daß tatsächlich eine gewisse „Gunst der Lage“ für ihre Bildung anzunehmen ist, nicht aber eine aus dem Zufall, sondern aus einer gesetzmäßigen Abhängigkeit heraus geschaffene. Alle die Albvorberge vom Hohenzollern bis zum Ipf sind, soweit sie nicht vulkanischen Ursprungs sind, in ganz gesetzmäßiger Weise von tektonischen Störungen abhängig, die in deren Nähe durchstreichen.

Meine Kartierung, deren Ergebnisse in tektonischer Beziehung auf der nebenstehenden Kartenskizze vermerkt sind, ergab, daß die Achalm nicht nur, wie Eb. Fraas bei der Revision von Blatt Urach der geologischen Spezialkarte von Württemberg im Maßstab 1 : 50 000 (1902) eingehend untersucht hat, auf der Südseite von einer ungefähr ostnordöstlich streichenden Verwerfung begrenzt ist, deren Sprunghöhe hier — nach Nordosten zunehmend — zirka 25—30 m erreicht, sondern daß auch auf der Nordseite des Berges eine tektonische Linie mit wechselnder, zunächst der Achalm über 40 m erreichender Sprunghöhe gegen Eningen sich hinzieht und dort sich mit ersterer vereinigt. Wie aus der Kartenskizze ersichtlich ist, bildet so die **Achalmscholle** eine keilförmig gegen Osten auslaufende Staffel zwischen einer höheren Nordscholle und

[1]) In den „Grundzügen der Physiogeographie“ von Davis und Braun (S. 129) ist die Vorbergbildung an der Alb durch starke Erosionsvorgänge erklärt.

einer tektonisch tieferliegenden Südscholle. Während die Nord- und Südscholle ungefähr gegen Ostsüdosten beträchtliches Einfallen aufweisen, zeigt die Achalmscholle einen vorwiegend nördlichen Einfall. Da die Sprunghöhe zwischen Nord- und Achalmscholle beträchtlicher ist als zwischen letzterer und der Südscholle, so bestand von jeher für den nördlichen Teil der Achalmscholle eine relative Tiefenlage. Es befand sich somit zu einer Zeit, da zu beiden Seiten der Achalm das Gebirge noch bis zum Weißen Jura β und höher aufragte, der Teil des Weißen Jura β, den heute die Achalm trägt, großenteils relativ tiefer als die Weiß-β-Schichten der Nord- und



Fig. 1.
Tektonik an der Achalm bei Reutlingen. Nach Aufnahmen des Verfassers.
Maßstab 1:100000.

Südscholle. Hier reichte somit das harte Kalkgestein höher hinauf, und es wurde von der Oberflächenverwitterung, wie sie die Albhochfläche zeigt und wie sie auch an den geschichteten β-Kalken gegenüber den Schwammschichten deutlich erkennbar ist, rascher zerstört als die tieferliegenden Weißjura-β-Schichten des nördlichen Teils der Achalmscholle[1]).

Durch die relative Tiefenlage der Achalmscholle in Anlehnung an eine höherliegende Scholle kann zwar die relativ lange Erhaltung des Weißen Juras auf ihr erklärt werden, nicht aber die Abtrennung der Achalm vom Albmassiv. Es muß hier noch ein weiteres Moment für die Erklärung herangezogen werden. Es ist die häufige Beeinflussung der Flußläufe durch die Tektonik; eine Auffassung, die ich, was die Verhältnisse in Württemberg anbelangt, schon länger vertrete[2]). Sehr häufig schließen sich die Wasserläufe aufs

[1]) Vgl. auch das geologische Profil durch die Achalm in LANG: Der Nordrand der mittleren Schwäbischen Alb. Geolog. Charakterbilder, Nr. 14, 1913.

[2]) Vgl. z. B. LANG: Zur Tektonik von Württemberg. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg 1911, S. XCVI f.

engste an die vorhandenen tektonischen Richtungen an, derart, daß sie entweder ziemlich genau der tektonischen Störung folgen, also entlang den tektonischen Linien am raschesten erodieren, oder daß sie, was in mehr oder weniger abgetragenem Gelände häufig einzutreten pflegt, parallel zu den tektonischen Störungen rechts oder links seitlich davon laufen. Die Richtung der Flußläufe parallel zu den vorhandenen tektonischen Liniensystemen ist vielfach eine so ausgesprochene, daß sie uns den feineren Schollenbau eines Gebiets zu enthüllen vermag, der oft vom Geologen im Gelände nicht mehr mit Sicherheit nachweisbar ist. So können Flußläufe auch ihrerseits zur Erkennung tektonischer Linien dienen. Über die Tatsache der Beeinflussung der Richtung der Flußläufe durch die Tektonik beabsichtige ich an anderer Stelle näheres zu berichten.

Die beiden tektonischen Linien, die die Achalm nördlich und südlich umsäumen, vereinigen sich in östlicher Richtung zwischen Vorberg und Albmassiv. Sie schließen somit die Achalmscholle tektonisch gegen die Alb ab. Setzt man nun den eben angegebenen Satz voraus, daß die Flußläufe gern in der Richtung von Verwerfungen sich hinziehen, so wird es verständlich, daß die Achalm eben deshalb von der Alb abgetrennt wurde, d. h., daß die Erosion zwischen der heutigen Achalm und dem heutigen Albrand rascher sich vollzog als an der Achalm selbst, weil gerade zwischen Vorberg und Alb die Verwerfungen sich erstreckten. Diese stellten gegenüber der tektonisch in sich geschlossenen Achalmscholle ein Kohäsionsminimum dar, Linien, in denen die Zerstörung des Gebirges besonders leicht einsetzen konnte. Tatsächlich befindet sich heute zwischen Achalm und Alb ein weites Tal, in dem der Ort Eningen sich entwickelt hat, und mehrere kleine Bäche und Täler zu beiden Seiten des Vorberges verlaufen in der Richtung der tektonischen Linien und deuten so schon äußerlich die Richtung, wenn auch vielfach nicht den genauen Verlauf, der Verwerfungen an.

Noch viel klarer als an der Achalm tritt die Abhängigkeit der hier besprochenen Albvorberge von der Tektonik beim Hohenzollern heraus. 1911 hat WAIDELICH in einer kurzen Notiz die Vermutung ausgesprochen, daß der Hohenzollern auf der Fortsetzung eines nordwestlich gerichteten, an Onstmettingen vorbeiziehenden Grabens liege[1]). Schon vor dieser Veröffentlichung hatte Herr cand. rer. nat. GRÜNVOGEL die Kar-

[1]) Blätter des Schwäbischen Albvereins. S. 299.

tierung der Onstmettinger Gegend aufgenommen, und er konnte im Verlauf seiner ausgezeichneten Untersuchungen, die in absehbarer Zeit als Dissertation erscheinen dürften, zeigen, daß die Lagerungsverhältnisse zwischen Alb und Hohenzollern sich in der auf Fig. 2 skizzierten Weise verhalten. Ich verdanke diese sowie die Sprunghöhenangaben der Freundlichkeit des Herrn GRÜNVOGEL. Die Sprunghöhe der beiden nordwestlich gerichteten Verwerfungen beträgt je ca. 80 m, die von Südosten auf den Hohenzollern zu laufende, von ihm durch eine Querverwerfung jedoch getrennte Scholle bildet somit

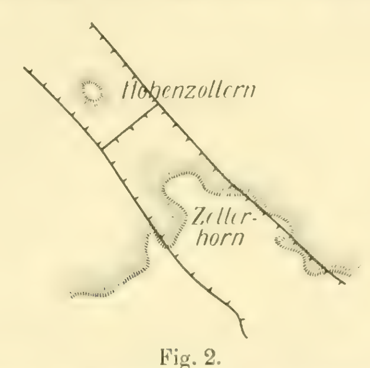


Fig. 2.
Tektonik am Hohenzollern. Nach GRÜNVOGEL.
Maßstab 1 : 100000.

einen Graben, der sich in ununterbrochener Folge noch 8 km weit nach Südosten fortsetzt. Die zwischen der Hochalb mit dem Zellerhorn als Ausläufer und dem Hohenzollern nordöstlich gerichtete Verwerfung hat ca. 20 m Sprunghöhe in der Weise, daß die Südostscholle gegen die Hohenzollernscholle um diesen Betrag abgesunken ist. Ob dieselbe zu beiden Seiten über den Graben hinaus sich fortsetzt, konnte mangels genügender Aufschlüsse nicht festgestellt werden, ist jedoch infolge des eigentümlichen Verhaltens der dieser Richtung folgenden Bäche anzunehmen. Es ergibt sich somit eine relative Tiefenlage der Hohenzollernscholle, und zwar von 60 bis 80 m gegenüber den seitlich gelegenen Schollen. Diese Tiefenlage bewirkte eine längere Erhaltung der harten Kalke des Weißen Juras innerhalb des Grabens als zu beiden Seiten desselben. Die Querverwerfung aber veranlaßte die Abtrennung des Berges von der Albtafel, indem von Nordosten und Südwesten parallel zu deren Streichen zwei Bäche die Gebirgsbrücke zwischen dem Vorberg und dem Zellerhorn immer

tiefer hinab abtrugen und heute noch abtragen. Die Schollenlage sowie der Verlauf der tektonischen Linien war somit auch hier für die Ausgestaltung des Vorberges als solchen von entscheidendem Einfluß.

Was die drei Kaiserberge Hohenstaufen, Rechberg und Stuifen anbelangt, so kann ich mich hier auf die Einzeichnungen von EB. FRAAS bei der Revision des Blattes Gmünd der geologischen Spezialkarte von Württemberg im Maßstab 1 : 50 000 (1907) stützen sowie auf Angaben WERNERS in seiner geologischen Studie über Hohenstaufen und Spielburg[1]). Nördlich von den drei Kaiserbergen verläuft, wie die Kartenskizze Fig. 3 ausweist, eine parallel dem Lauf der Rems folgende, ziemlich genau ostwestlich gerichtete Verwerfungszone, an der die Kaiserbergschollen abgesunken sind. Jeweils ist die tektonische Lage des nördlichen Albvorlandes die höhere[2]). Die nördlich vom Hohenstaufen sich erstreckende Verwerfung hat nach WERNER eine Sprunghöhe von im Mittel 60 m. Nach WERNER geht die am Hohenstaufen sich hinziehende Nordverwerfung in einem Zuge auch nördlich vom Rechberg vorbei. Er glaubt aber nicht, daß alle beim Rechberg beobachteten

[1]) Inaugural-Dissertation Berlin 1907. Eine Karte ist der Dissertation nicht beigegeben, so daß der Verlauf der Verwerfungen entsprechend der Auffassung WERNERS im einzelnen nicht festgestellt werden konnte.

[2]) Dieselbe Lagerungsweise ist auch zwischen der Schurwald- und der Filderscholle zu beobachten. Dieses Absinken der jeweiligen Südschollen hätte SCHEU (Zur Morphologie der Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandschaft. Forschungen z. deutschen Landes- und Volkskunde 1909, S. 384) zu bedenken geben müssen, ob er daraufhin von einem Absinken des nördlichen Vorlandes gegenüber der Alb sprechen durfte, wenn er nicht sichere geologische Beweise dafür in Händen hatte. Der einzige geologische Beweis für ein Absinken des nördlichen Albvorlandes, den SCHEU beibringt, ist eine beim Bergbau von Wasseralfingen gefundene Verwerfung mit einer Sprunghöhe von ganzen zwei Metern. Es ist ohne weiteres verständlich, daß seine Berechnung eines Absinkens des Vorlandes gegenüber der Alb um 60 m auf Grund der Höhenlage von Sandterrassen tertiären und diluvialen Alters keinen sicheren Beweis bietet. Vgl. hierzu die eingehenden neueren Untersuchungen von EB. FRAAS gelegentlich der Revision des Blattes Aalen der geognostischen Spezialkarte von Württemberg im Maßstab 1 : 50000 (1912).) Allein die Lagerungsverhältnisse der Juraschichten vermögen hier einen sicheren Aufschluß zu geben. EB. FRAAS hat jedoch im Kochertal nicht nur keine Verwerfung im Sinne SCHEUS gefunden, sondern vielmehr „ein auffallend starkes Einfallen der Schichten gegen Süden“, das mit einer muldenförmigen Absenkung ohne Bildung einer Verwerfung zusammenzuhängen scheint. Die Voraussetzung SCHEUS für seine Flußumkehrungen hängt somit völlig in der Luft. Es sind daher auch alle von ihm daran geknüpften Schlüsse nur von problematischem Wert.

Störungen ausschließlich auf diese Verwerfung zurückgehen, daß somit noch andere Störungslinien in Betracht kommen. FRAAS zerlegt, wie auf der Kartenskizze eingetragen ist, die Nordlinie WERNERS in zwei getrennte Verwerfungen, deren westliche vor dem Rechberg gegen Süden zu abbiegt. Beide Ansichten stimmen also darin überein, daß zwischen Hohenstaufen und Rechberg tektonisch gestörtes Gelände sich befindet, das beide Vorberge gegeneinander tektonisch abschließt. Auch gegen Südwesten ist der Hohenstaufen abgesunken, wie aus der Kartenskizze ersichtlich ist. Er zeigt deshalb eine deutlich ausgeprägte relative Tiefenlage den ihn umgebenden Schollen gegenüber. Auch beim Rechberg tritt seine tektonische Tiefen-



Fig. 3.
Tektonik an den Kaiserbergen Hohenstaufen, Rechberg, Stuifen.
Nach EB. FRAAS.
Maßstab 1 : 150000.

lage zum mindesten gegen das nördliche Albvorland deutlich hervor und ebenso die zwischen zwei östlich und westlich vom Rechberg gelegenen tektonischen Linien eingeschlossene Lage. Möglicherweise setzen auch beim Stuifen, abgesehen von der tektonischen Nordlinie, weitere Verwerfungen durch. Jedenfalls zeigt auch er eine gewisse Tiefenlage gegen Norden. Vielleicht hängt seine Isolierung aber auch noch mit seiner im Weißen Jura vorhandenen Verschwammung der Schichten zusammen. Wenn nun auch für den Stuifen nur eine sichere Verwerfung für seine tektonische Entstehung ins Feld geführt werden kann, so ist doch wenigstens für die beiden andern Kaiserberge, Hohenstaufen und Rechberg, mit Sicherheit deren Isolierung und Erhaltung auf ihre relative Tiefenlage und ihre Umsäumung durch Verwerfungen auf mehreren Seiten und besonders auch gegen die Alb hin zurückzuführen.

Was endlich den am weitesten nach Nordosten zu gelegenen Albvorberg, den Ipf bei Bopfingen, anbelangt, so ragt dieser am Westrande des vulkanischen Rieses gelegene Außen-

lieger mitten aus tektonisch gestörtem Gebiet auf. Während sich zwar an ihm selbst eine ununterbrochene Schichtenfolge erkennen läßt, findet man schon westwärts die durch das Aufsteigen des Rieslakkolithen veranlaßten Überschiebungen am Lauchheimer Tunnel und in nächster Nähe am Sigart und Buchberg Vorkommen von ortsfremdem Grundgebirgs- und Trias bzw. Juragestein. Es darf somit auch hier ohne weiteres damit gerechnet werden, daß die Erhaltung und Herausarbeitung des Ipfs als isolierter Kegel mit tektonischen Störungen zusammenhängt, die in seiner Nähe durchstreichen. Obwohl genaue Aufnahmen über die tektonischen Verhältnisse aus diesem Gebiete fehlen, so lassen sich doch einige Angaben darüber machen. Schon DEFFNER und O. FRAAS haben bei der Bearbeitung der Blätter Bopfingen und Ellenberg der geognostischen Spezialkarte von Württemberg im Maßstab 1 : 50 000 auf zwei tektonische Linien hingewiesen, die Sigart-Hirnheimer und die Zipplinger Achse, die für unsere Zwecke von Bedeutung sind[1]). Die Sigartlinie verläuft über den westlich vom Ipf gelegenen Sigart an dessen Südseite dem Egertal entlang in südöstlicher Richtung. Die Zipplinger Linie, in nordsüdlicher Richtung sich erstreckend, streicht östlich vom Ipf vorbei und trifft südöstlich von Bopfingen auf die Sigartlinie, so daß dadurch die Scholle, auf der der Ipf sich erhebt, tektonisch völlig von der Alb abgeschlossen wird. Entlang der Zipplinger Linie vom Blassenberg nordöstlich vom Ipf bis zum Flochberger Schloßberg und zur Beiburg südöstlich von ihm fallen die Schichten der Westschollen beträchtlich ein, und es zeigt sich so bei der Ipfscholle „eine muldenartige Einsenkung, welche die Jurabänke herabgezogen und die dem Ries zugewendete östliche Seite des Berges in ihrem ganzen Bau verändert hat". Der Verlauf der beiden tektonischen Linien ist auf der REGELMANNschen geologischen Übersichtskarte von Südwestdeutschland schematisch eingetragen. Aus der Darstellung von DEFFNER und FRAAS, die bis heute keinen Widerspruch gefunden hat, geht hervor, daß die Ipfscholle an der Zipplinger Linie eingesunken ist und somit eine relative Tiefenlage einnimmt, die der längeren Erhaltung der höheren Juraschichten förderlich war. Die Entstehung des Ipfs als Vorberg ist der Abtrennung der Ipfscholle von dem Albmassiv durch die genannten Störungslinien zuzuschreiben, entlang deren einer, der Sigartlinie, die Eger ihr Bett auf längere Erstreckung gegraben hat.

[1]) 1877, S. 27—30.

Überblickt man die bei den zuletzt besprochenen Albvorbergen vom Hohenzollern bis zum Ipf gefundenen Verhältnisse, so läßt sich mit Bestimmtheit sagen, daß ihre heutige Existenz stets mit der besonderen tektonischen Lage ihrer Schollen im Zusammenhang steht, dergestalt, daß einerseits die relative Tiefenlage der Schichten die lange Erhaltung der harten widerstandsfähigen Kalkbänke des Weißen Juras und damit auch der darunterliegenden weicheren Juraschichten begünstigt, und daß andererseits der Verlauf tektonischer Linien zwischen dem Albmassiv und dem nachmaligen Vorberg und die dadurch hervorgerufene raschere Wirksamkeit der Erosion entlang diesen Linien die Herausschälung und Abtrennung dieser hochragenden Weißjurarelikte vom Albplateau bewirkt hat. Jedenfalls wird sich niemand der Tatsache verschließen können, daß die diese Außenlieger stets auf mehreren Seiten umziehenden tektonischen Störungen den wesentlichsten Einfluß auf deren Bildung gehabt haben. Dafür sprechen die hier beigegebenen, nach genauen kartographischen Aufnahmen angefertigten Abbildungen zu deutlich, auf denen die Vorberge stets durch Verwerfungen mit z. T. beträchtlicher Sprunghöhe von der Alb abgetrennt sind. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß in weiten Gebieten Württembergs nur dann und wann Gebirgsstörungen von meist geringem Ausmaß auftreten und daß tektonische Linien mit Sprunghöhen von fünfzig und mehr Metern oft meilenweit fehlen.

15. Über Meteoritenfälle an Bord von Schiffen.

Von Herrn ARTH. WICHMANN.

Utrecht, den 8. April 1913.

Gelegentlich der Besprechung des 1809 an Bord eines auf offenem Meere fahrenden Schiffes gefallenen Meteoriten hatte ich übersehen, daß auch andere Fälle bereits in der Literatur Erwähnung gefunden haben[1]). Da die Angaben

[1]) Ein verschollener Meteorit aus dem Jahre 1809. Diese Zeitschrift **59**, 1907, S. *220*.

z. Tl. noch an Unsicherheiten leiden, mögen auch diese Vorkommnisse einer Erörterung unterzogen werden.

1. JOH. BECKMANN hatte bereits der Reisebeschreibung des JOH. SIEGM. WURFFBAIN die Angabe entnommen, daß nach einem von Blitz begleitenden Gewitter auf Deck felsenharte Steine gefunden worden seien[1]). Diese Notiz wurde von E. F. F. CHLADNI übernommen und dabei zugleich das Ereignis in das Jahr 1643 oder 1644 verlegt[2]). Aus dem erwähnten Journal geht aber hervor, daß es am 23. April 1645 stattfand, und zwar auf der am 12. desselben Monats auf dem Schiffe „Wesel" von Surat aus angetretenen Fahrt nach Batavia. WURFFBAINs Erzählung lautet folgendermaßen: „Den 23.[3]) hatten wir guten Fortgang, obschon sehr trübes Wetter, ungefehr aber 2. Stund vor der Sonnen-Aufgang wurde es gantz still, darauf bekam sie einen schweren Blitz und starken Donnerschlag, durch ein Geschütz-Loch an der lincken Seite des Schiffes hinein, welcher wie ein schmaler Stral Feuers den großen Mastbaum hinauflieff, als er nun ungefehr 3 Klaffter Höhe erreicht, hat er sich weit mit einem großen Knall zerspreuet, den Mastbaum angezindet und seinen Lauff bis zum äußersten Ende des Fahnensteckens verfolgt, wodurch vermeldeter Mast von unten an biß an das große Zwerg Holtz . . . . . zerschmettert, der große Stang oder anders oben aufstehende Mastbaum gantz zerrissen und unbrauchbar gemacht, der Fahnenstöcke wie ein Geröhr zerknicket, der Knopff aber desselben gar hinweggeführet worden, solcher Brand nun wurde bald nechst Göttlicher Hülffe gelöschet, als es aber Tag ward, hat man so wohl auf dem Schiff als in dem Mastbaum unterschiedliche Felsen-harte Steine gefunden, welche dieser erschröckliche Strahl mit sich geführet hat[4])."

Die letztere Angabe beruht, wie bereits aus dem Text hervorgeht, lediglich auf Vermutung. Es ist natürlich ausgeschlossen, daß die Steine einen derartigen Weg eingeschlagen haben könnten.

2. Der zweite Fall ist ebenfalls zuerst durch JOH. BECKMANN weiteren Kreisen bekannt geworden, jedoch abermals ohne Anführung der Jahreszahl. Er hatte der Reisebeschreibung von O. E. WILLMAN die Angabe entnommen, daß eine 8 Pfund

[1]) Litteratur der älteren Reisebeschreibungen I. Göttingen 1808, S. 96.
[2]) Über Feuermeteore. Wien 1819, S. 227.
[3]) Das Schiff befand sich unweit der vorderindischen Küste, etwa zwischen 10° und 12° N.
[4]) Vierzehn Jährige Ost-Indianische Krieg- und Ober-Kauffmanns-Dienste. Nürnberg 1686, S. 193.

schwere Kugel auf ein Schiff mit vollen Segeln gefallen sei und dabei zwei Mann getötet habe[1]). Es dürfte kaum einem Zweifel unterliegen, daß alle späteren Erwähnungen auf diese Notiz zurückgehen[2]), wie denn auch CHLADNI das Ereignis in die Zeit zwischen 1647 und 1654 — der Dauer der Reise — verlegt[3]). J. C. POGGENDORFF konnte denn auch die Bemerkung nicht unterdrücken, daß die Angabe in der mitgeteilten Form wenig Glaubwürdigkeit habe, und daß es daher wünschenswert sei, sie im Original nachlesen zu können[4]).

WILLMAN war am 11. Juli 1648 auf einem holländischen Kompanieschiff in Batavia eingetroffen. Sein Journal, eine sehr selten gewordene Schrift, enthält über das letzte Vierteljahr ausschließlich die folgende Eintragung[5]):

„Vthi Octob : Novemb : Decembri kommo äthskilliga Skiepp effter i från Hollandh / iblandh hwilka een Skieppare på Skieppet Malacca berättade medh heek Skiepsfolcket / atti thet the segladhe vthi Wilda Hafwet / är een 8. Pundig Kuula kommen in vthi Skieppet / slaåndes 2. Båtzmän dödz i allas åsyn[6])."

Es stellt sich also heraus, daß es mit der Angabe von BECKMANN seine Richtigkeit hatte, daß aber leider WILLMAN nicht selbst der Beobachter war. Da aus seinen Aufzeichnungen hervorgeht, daß er ein sehr gewissenhafter Mensch war, so dürfen wir auch in diesem Punkte seinen Angaben Glauben schenken.

3. Nach den Mitteilungen eines Gärtners, namens CARL RITTER, der an der Fahrt teilnahm, befand sich das Schiff „Esher", Kapt. JOHN SMART, am 5. April 1820 unter 20° 10′ N, 51° 50′ W, als während eines Platzregens ein etwa 1/2 Pfund schwerer Stein auf das Deck fiel und sogleich in

[1]) a. a. O. I. 1808, S. 272.

[2]) J. B. EYRIÈS: Notice sur un recueil de voyages imprimés à Wisingsoe, en Suède. Ann. des Voyages XII. Paris 1810, S. 290. — Pierres météoriques. C. R. Acad. des Sc. II. Paris 1836, S. 620.

[3]) a. a. O. S. 228.

[4]) Meteorsteinfall auf ein Schiff. POGGEND.-Annal. 38, Leipzig 1836, S. 402.

[5]) OLOFF ERICHSSON WILLMAN: Een kort Beskriffningh på een Reesa till Ostindien och förbeskreffne Japan, in dem Sammelbande: Een kort Beskriffning uppå Trenne Resor och Peregrinationer, sampt Konungsryket Japan. Wisingsborgh 1667, S. 196.

[6]) Wirklich wird unter dem 4. Dezember 1648 die Ankunft des Schiffes „Malacca" in Batavia berichtet (Dagh-Register gehonden int Casteel Batavia . . . Anno 1647—1648. 's Gravenhage 1903, S. 171). Wie mir Herr Dr. J. DE HULLU freundlichst mitteilte, ist das Journal der „Malacca" im Reichsarchiv im Haag nicht vorhanden.

mehrere Stücke zersprang[1]). Es stellte sich aber heraus, daß Ritter das Opfer einer Täuschung geworden war, denn P. Partsch[2]) und Friedr. Hoffmann[3]) berichteten übereinstimmend, daß der in Rede stehende Stein ein Kalkstein, also kein Meteorit sei.

16. Über ein feldspatreiches, knollenartiges Mineralaggregat der Luanza-Pipe im Kundelungu (Katanga, Belgisch-Kongo).

Von Herrn O. Stutzer.

Freiberg i. S., den 10. April 1913.

Im Kundelungu-Gebirge des Landes Katanga, Belgisch-Kongo, sind seit kurzem mehrere bluegroundführende Pipes bekannt. Dieselben haben dort sedimentäre Schichten unbekannten Alters röhrenartig durchstoßen. Bruchstücke des Nebengesteins (vor allem Kundelungu-Sandstein) enthalten sie eingeschlossen. Von diesen Pipes wurde im Jahre 1911 und 1912 die „Luanza-Pipe" aufgeschlossen. Der Inhalt dieser Pipe erwies sich als typischer Yellow Ground mit seinen charakteristischen, bunten Mineralien: Ilmenit, Granat, Diopsid, Olivin. Seltener fand man im Setzgut auch Zirkone. Diamanten sind ebenfalls vorhanden.

Im Juli 1912 besuchte ich zum letztenmal jene Stelle und fand bei dieser Gelegenheit in einem Haufen des dortigen Setzgutes (Tailings) auch ein knollenartiges Mineralaggregat von etwa Walnußgröße. Derartige (z. T. viel größere) Knollen sind im Blueground der bekannten Diamantgruben Südafrikas allgemein verbreitet und des öfteren beschrieben worden.

Schon makroskopisch ließ sich die Knolle durch ihren Granatgehalt als eine „eklogitähnliche Knolle", ein sogenannter „Griquait", bestimmen. Die mikroskopische Untersuchung bestätigte dieses, zeigte aber zugleich eine von den bisher be-

[1]) Joh. Lhotsky: Fallen eines Meteorsteins an Bord eines auf hoher See segelnden Schiffes. Zeitschr. f. Phys. u. Mathem. VII. Wien 1830, S. 253—256.

[2]) Berichtigung eines Irrthums. Ibid. S. 282—383.

[3]) Poggendorff: Noch einige Nachrichten über Meteorsteine. Poggend. Ann. XVIII. 1830, S. 318.

kannten Knollen abweichende Zusammensetzung, wie aus den folgenden Mitteilungen hervorgeht. —

In der geologischen Literatur[1]) sind von Blueground-„Griquaiten“ bisher folgende Varietäten beschrieben:

1. Reine Granat-Knollen.
2. Reine Diopsid-Knollen.
3. Granat-Diopsid-Aggregate.
4. Granat-Diopsid-Bronzit-Aggregate.
5. Granat-Diopsid-Disthen-Aggregate (seltener).

Der neue, aus Katanga stammende Typus kann als

6. Granat-Diopsid-Hornblende-Bytownit-Aggregat

bezeichnet werden.

Der Dünnschliff dieser Knolle zeigte unter dem Mikroskope nämlich folgendes:

Hauptbestandteile der grobkörnigen Knolle sind Bytownit, Granat, Diopsid und braune Hornblende. Daneben treten auffallend viel Apatit, dazu brauner Glimmer, grüner Amphibol, Ilmenit und Chlorit auf.

Der tafelförmige, zwillinggestreifte Bytownit war stärker lichtbrechend als Kanadabalsam und wurde durch seine Auslöschung als Bytownit bestimmt. Der Granat war schwach rötlich gefärbt. Seine Form war gerundet, bisweilen ausgebuchtet. Der grünliche, monokline Pyroxen erwies sich als Diopsid. Der Apatit trat in dicken Stengeln oder unregelmäßigen Formen auf. Er war optisch positiv, nicht negativ, wie die Regel. Braune Hornblende, charakterisiert durch ihre Spaltbarkeit, umschloß an einer Stelle einen Rest von Diopsid. Sie scheint aus Pyroxen durch Umbildung entstanden. Brauner Glimmer (auf Blättchen ohne Spaltbarkeit scheinbar einachsiger Achsenaustritt) war in geringer Menge mit der Hornblende vereint. Außerdem sah man im Schliff noch faserigen, grünen Amphibol, anscheinend ein sekundäres Produkt. Der grüne Amphibol umgab braune Hornblende, Pyroxen und Granat und trat an einzelnen Stellen in zusammenhängenden Massen auf. Außerdem fand sich etwas Chlorit, besonders in den Spaltrissen des Granates.

Über die Mengenverhältnisse ist folgendes zu sagen:

Der Bytownit wiegt im Schliffe vor, alsdann folgen Granat, dann nur in geringem Abstande, Diopsid und braune Hornblende, dann Apatit, darauf in größerem Abstande brauner Glimmer, Ilmenit und grüner Amphibol.

[1]) Siehe O. Stutzer: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nichterze“, I. Teil, S. 108, Berlin 1911. Die dortigen Mitteilungen angeführt nach P. A. Wagner: Die diamantführenden Gesteine Südafrikas usw., Berlin 1909.)

Bytownit in „Eklogitknollen“ des Bluegroundes ist von P. A. WAGNER schon beschrieben worden, und zwar in einer Knolle der Jagersfontaingrube. Zwischen Granat und Pyroxen fanden sich hier schmale Zonen, welche aus frischen, idiomorphen Bytownitleisten, aus stark doppeltbrechenden Augitkörnern und aus vielen grünen Spinellen bestanden. In diesen von P. A. WAGNER beschriebenen Knolle war aber der Bytownit ein untergeordneter Nebengemengteil, während er in der Knolle von Katanga der erste Hauptgemengteil ist.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 5. **1913.**

Protokoll der Sitzung vom 7. Mai 1913.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. WILHELM KEGEL, Assistent am Museum der Kgl. Geol. Landesanstalt, Berlin N 4, Invalidenstraße 44, vorgeschlagen durch die Herren BÖHM, HERRMANN, GOTHAN.

Herr Dr. PILZ, Dipl.-Ing. in Heidelberg, Häußerstraße 28, vorgeschlagen durch die Herren KOLBECK, BECK in Freiberg i. S. und STÜTZER.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr H. **RASSMUSS** spricht **über die Parallelisierung des deutschen und alpinen Muschelkalkes.**

Die Versuche, die deutsche und die alpine Trias zu parallelisieren, gehen bis auf L. v. BUCH[1]) und F. v. ALBERTI[2]) zurück. Eine der ersten und die bisher fast einzig feststehende ist die im Jahre 1856 von SUESS und OPPEL in ihrer Arbeit „Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben" vorgenommene Gleichstellung des germanischen Rhät mit den alpinen Kössener Schichten. Diese sind in gleicher Weise in den lombardischen Alpen im Süden wie in den Nordalpen ausgebildet, und Schichten mit *Avicula*

[1]) Oberschlesische Versteinerungen in Oberitalien. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. I, 1849.

[2]) Überblick über die Trias mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. Stuttgart 1864.

contorta dehnen sich ja im Bereich der germanischen Trias bis nach Frankreich aus, wo sie vielfach an der Basis des Lias über ältere Schichten transgredieren und daher von den Franzosen als Infralias zum Jura gerechnet werden. Die weite Verbreitung, die bei dem Flachseecharakter der rhätischen Ablagerungen besonders bemerkenswert erscheint und auf eine große, aber sehr flache Transgression zurückgeführt werden muß, findet sonst keine Analoga beim Vergleich der alpinen und germanischen Trias. Höchstens könnte man noch die Ähnlichkeit des Buntsandsteins — besonders des Röt mit den Campiler Schichten — mit der skythischen Stufe anführen, die aber z. B. in den lombardischen Alpen zum Teil mit dem Perm verschmilzt.

Der Vergleich des Muschelkalks und Keupers bereitet besondere Schwierigkeiten. Ein Vergleich auf Grund der Faciesverhältnisse und Meeresschwankungen, wie ihn v. WÖHRMANN[1]) versuchte, ist bei der gänzlich verschiedenen Ausbildung der „binnenmeerischen“[2]) und „ozeanischen“ Sedimente unausführbar. Der auf ähnlicher rein geologischer Methode beruhende Versuch LANGS[3]), den mittleren Keuper (Bunte Mergel und Stubensandstein) Schwabens mit den Raibler Sandsteinen gleichzustellen, weil beider Entstehung eine Hebung des hypothetischen Vindelicischen Gebirges voraussetze, erscheint auf zu unsichere Daten gegründet.

Ähnliche Facies und gleiche Pflanzenformen scheinen die deutsche Lettenkohle und den alpinen Lunzer Sandstein zu verbinden und damit eine schon von STUR und später besonders von BITTNER[4]) hervorgehobene Möglichkeit einer Parallelisierung zu bieten. Die Identität der Flora wurde von BENECKE[5]) und PHILIPPI[6]) bestritten, die marine Fauna der schwäbischen Lettenkohle zeigt nach der neuen Arbeit ZELLERS[7]) keinerlei Beziehungen zur alpinen.

[1]) Alpine und außeralpine Trias. N. Jahrb. Min. 1894, II.

[2]) Diese Bezeichnung TORNQUISTS dürfte vor PHILIPPIS „kontinental“ den Vorzug verdienen.

[3]) Das Vindelicische Gebirge zur mittleren Keuperzeit. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturkde. Württembergs 1911.

[4]) Bemerkungen zur Gliederung der alpinen Trias. Verh. Geol. Reichsanst. 1896. Die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins in der Triasformation. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1897.

[5]) Lettenkohlengruppe und Lunzer Schichten. Ber. Naturf.-Ges. Freiburg X, 1897.

[6]) Die Fauna des unteren Trigonodusdolomits von Schwieberdingen und des sogenannten Cannstatter Kreidemergels. Württemberg. Jahresh. 1898, S. 222.

[7]) Zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXV, 1907, S. 117.

Ein paläontologischer Vergleich der deutschen und alpinen Trias wurde teils auf einzelne Formen gegründet, teils in der Ähnlichkeit von Brachiopoden- und Gastropodenfaunen gesucht. Unter den ersteren spielt das Vorkommen von nodosen Ceratiten in den oberen Buchensteiner Schichten des Vicentinischen Triasgebirges, die TORNQUIST[1]) entdeckte, eine vielumstrittene Rolle. Die Identität mit den deutschen Formen wurde von PHILIPPI[2]) widerlegt. Auch scheint mir für die stratigraphische Bewertung in Betracht gezogen werden zu müssen, daß im Vicentin höhere Schichten als die Nodosen führenden bis zum norischen Hauptdolomit fehlen bzw. durch Eruptivgesteine vertreten werden. Es läßt sich also nicht beurteilen, ob der *Ceratites Tornquisti* PHIL. nicht in höhere Stufen hinaufreicht. In Sardinien ist er von TORNQUIST[3]) selbst bereits in Wengener Schichten gefunden worden, und entfällt damit nach FRECH[4]) die Möglichkeit genaueren stratigraphischen Vergleichs.

Beim Vergleich ganzer Faunen ist der der Gastropodenfauna des Marmolatakalkes, den SALOMON[5]) mit dem oberen deutschen Muschelkalk, vielleicht noch einem Teil der Lettenkohle, parallelisiert, zu erwähnen. Die Fauna des schwäbischen Trigonodusdolomits und des „Cannstätter Kreidemergels" zeigt nach PHILIPPI[6]) keine bestimmten Beziehungen zu alpinen.

Der mittlere Muschelkalk Schwabens enthält nach den Untersuchungen HOHENSTEINS[7]) eine Reihe alpiner Einwanderer aus der ladinischen Stufe.

Am wichtigsten ist das Vorkommen von alpinen Formen in Oberschlesien. Schon ECK hat in seiner Arbeit „Über die Formation des Buntsandsteins und Muschelkalks in Oberschlesien" 1865 die Mikultschützer Kalke des oberen Wellenkalks auf Grund des Auftretens alpiner Brachiopoden mit dem Virgloriakalk verglichen, und andere sind ihm in der Gleichstellung mit dem alpinen Brachiopodenkalk der anisischen Stufe gefolgt. AHLBURG[8]) hat dagegen mit Recht auf die

[1]) Ges. d. Wissensch. Göttingen 1896. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 1898. Das Vicentinische Triasgebirge 1901.

[2]) Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. Paläont. Abh. VIII, 1901.

[3]) Außeralpine Trias auf Sardinien. Preuß. Akad. d. Wiss. 1904.

[4]) *Lethaea geognostica* Trias, S. 274, Anm. 4.

[5]) Marmolata, Paläontogr. 1895.

[6]) a. a. O. S. 205.

[7]) HOHENSTEIN, Beitrag zur Kenntnis des mittleren Muschelkalks. Zentralbl. Min. 1911.

[8]) Die Trias im südlichsten Oberschlesien. Abh. Geol. Landesanstalt 1906.

große vertikale Verbreitung dieser alpinen Brachiopoden, die zum größten Teil noch in der ladinischen Stufe vorkommen, — wie überhaupt den Brachiopoden, die bei ihrer festsitzenden Lebensweise sich außerordentlich abhängig von den Faciesverhältnissen zeigen und nur langsam in der Horizontalen sich ausbreiten können, nur ein beschränkter Wert für weitreichende stratigraphische Vergleiche zukommt[1] — hingewiesen und den oberen diploporenführenden Dolomit Oberschlesiens, der dem oberen Wellenkalk angehört, auf Grund seiner Fauna und auch seiner Facies den ladinischen Riffkalken der Alpen gleichgestellt.

In der vortrefflichen Zusammenfassung, die unsere Kenntnis über die gesamte Trias in der *Lethaea geognostica* gefunden hat, ist folgende Vergleichstabelle gegeben[2]):

Oberer Muschelkalk		Ladinisch	Zone der *Daonella Lommeli*
			Zone des *Protrachyceras Reitzi*
Mittlerer Muschelkalk		Anisisch	Zone des *Ceratites trinodosus*
Unterer Muschelkalk	Schaumkalk		
	Wellenkalk		Zone der *Rhynchonella decurtata*
	Wellendolomit		Zone des *Dadocrinus gracilis*

Ebendort hat FRECH anhangsweise[3]) den ersten deutschen sicher alpinen Ammoniten aus Niederschlesien beschrieben, ohne damit weitere Schlußfolgerungen zu verbinden. Eine zwar kleine, aber bis jetzt doch die einzige zusammengehörige Fauna von echten alpinen Cephalopoden aus demselben niederschlesischen Wellenkalk erlaubt mir, einen Beitrag zu der Altersfrage des deutschen Muschelkalkes, wenn wir von dem alpinen als dem Normalprofil ausgehen, zu liefern.

Cephalopoden alpinen Charakters sind aus dem deutschen Muschelkalk schon lange bekannt. Die mit der mediterranen

[1]) Vgl. GEYER, Brachiopoden des Hierlatz. Abh. K. K. Geol. Reichsanst. 1889.

[2]) S. 550.

[3]) S. 39, Anm. 1. Das von FRECH als *Balatonites Ottonis* v. BUCH em. bezeichnete große Bruchstück (S. 40, Fig. 1a, b) ist weder mit diesem noch mit dem alpinen *Balatonites* nov. spec. ind. v. ARTHABERS t. XXVI f. 1 identisch, sondern gehört zu *Balatonites Zimmeri* nov. spec., wie ich in meiner paläontologischen Bearbeitung ausgeführt habe.

Gattung *Longobardites* verwandte[1]) *Beneckeia* ist im unteren Muschelkalk — wie im Röt — weit verbreitet. Die Beziehungen zu der ersteren werden nach v. FRITSCH[2]) durch die von ihm beschriebene *Beneckeia denticulata* noch enger geknüpft.

Der dem *Ceratites binodosus* v. HAU. nahestehende *Ceratites antecedens* BEYR. kommt in Südwest- und Mitteldeutschland bis Rüdersdorf vor. JAEKEL hat von Rüdersdorf einen *Ceratites trinodosus* beschrieben, der sich aber durch die Lobenlinie wie auch den engen Nabel und die weite Berippung zu unterscheiden scheint[3]). Der zur Gruppe der *Multinodosi* gehörige *Ceratites sondershusanus* ist von PICARD aus dem Schaumkalk der Hainleite beschrieben[4]).

Die Gattung *Hungarites*, von der sich *Hungarites Strombecki* GRIEP. sp. schon im unteren Wellenkalk der germanischen Trias findet, tritt in der ozeanischen Trias eigentümlicherweise erst in der ladinischen Stufe, in der Zone des *Protrachyceras Reitzi*, auf.

Der dem *Ptychites Suttneri* v. MOJS. aus den Schreyeralmschichten nahe verwandte *Ptychites dux* GIEB. ist in Thüringen, besonders bei Freyburg a. U., nicht selten. Ebendort findet sich der engernablige und am Nabel anschwellende *Ptychites Beyrichi* v. FRITSCH.

Es ist interessant, daß v. FRITSCH[5]) auch einen Vertreter der Gattung *Meekoceras* bzw. *Beyrichites* nachgewiesen hat, von der PHILIPPI[6]) ja die Ceratiten ableiten zu dürfen glaubt, nämlich *Meek. (Beyrichites) thuringum* v. FR. aus dem Schaumkalk von Freyburg a. U.

Wohl die häufigsten und artenreichsten alpinen Bewohner des deutschen Muschelkalkmeeres sind die Balatoniten, die auch im alpinen Ozean die flachere See vorziehen. *Balatonites Ottonis* v. BUCH, der von Oberschlesien bis Rüdersdorf verbreitet ist, steht Formen aus der Binodosuszone im Val di Scalve in den lombardischen Alpen, aus den Varennakalken, von Neubrags im Pustertal sowie aus dem Muschelkalk des

---

[1]) v. MOJSISOVIC, Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. S. 183.

[2]) v. FRITSCH, Beitrag zur Kenntnis der Tierwelt der deutschen Trias. Abh. Naturf.-Ges. Halle 1906.

[3]) Neues Jahrb. Min. 1889, II, vgl. auch v. FRITSCH a. a. O. S. 66. Anm. 6.

[4]) Diese Zeitschr. 1892.

[5]) a. a. O.

[6]) Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes S. 109 ff

Karwendelgebirges nahe[1]). *Balatonites spinosus* PIC. aus dem Schaumkalke von Sondershausen ist nach PICARD[2]) mit *Balat. lineatus* V. ARTH. verwandt. Aus dem Schaumkalk von Freyburg a. U. ist *Balatonites macer*. von V. FRITSCH[3]) beschrieben. Auch die arietiformen Balatoniten sind dort durch *Arniotites Stautei* V. FRITSCH und *Arniotites Schmerbitzi* V. FR. vertreten.

Acrochordiceras Damesi, den NOETLING[4]) von Groß-Hartmannsdorf in Niederschlesien beschrieben hat, ist zwar vielleicht nicht mit der von V. HAUER später aus dem Han-Bulogkalk beschriebenen Form[5]) identisch, wie schon V. ARTHABER[6]) hervorgehoben hat — das NOETLINGsche Original unterscheidet sich durch den schmaleren Querschnitt, schnelleres Anwachsen und breitere Loben — aber doch mit ihr nahe verwandt. Ob das von V. BUKOWSKI[7]) aus der Trinodosuszone[8]) von Dalmatien erwähnte Vorkommen dieser Art auf einem Vergleich mit der HAUERschen Form oder dem Original beruht, ist mir nicht bekannt, jedenfalls ist keine Beschreibung gegeben, die die Identität sicherstellt.

Die einzig sicher alpine Form des deutschen Muschelkalkes ist der von FRECH[9]) beschriebene *Balatonites Jovis* V. ARTH. aus dem Wellenkalk von Groß-Hartmannsdorf. Aus diesem, wohl aus denselben Schichten, liegt mir aus der Sammlung der Kgl. Geol. Landesanstalt eine Fauna von über 60 Cephalopodenindividuen vor, die mir Herr ZIMMERMANN und Herr J. BÖHM in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellten. Sie wird ergänzt durch einige Stücke aus der Sammlung der Kgl. Bergakademie, die ich Herrn HOLDEFLEISS verdanke. Die paläontologische Beschreibung wird demnächst im

[1]) V. MOJSISOVIC a. a. O. S. 78, ROTHPLETZ, Das Karwendelgebirge. Z.-Deutsch-Österr. Alpen-Ver. 1888. *Bal. Ottonis* selbst kommt nicht, wie FRECH (vgl. S. 232 Anm. 3), AHLBURG a. a. O. und KAYSER, Geologische Formationskunde IV. Aufl., S. 351, Anm. 1 irrtümlich angeben, in der alpinen Trias vor.

[2]) Diese Zeitschr. 1899.

[3]) a. a. O.

[4]) Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Diese Zeitschrift 1880.

[5]) Die Cephalopoden des Muschelkalkes von HAN BULOG. Wien 1887, t. V, f. 2a, b.

[6]) Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1896, S. 126.

[7]) Über den geologischen Bau von Spizze in Süddalmatien. Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1896.

[8]) Zusammen mit *Cer. trinodosus* vgl. a. a. O. S. 102—103, nicht aus der Binodosuszone, wie AHLBURG (a. a. O. S. 141) und E. KAYSERs Lehrbuch S. 351 versehentlich angeben.

[9]) a. a. O. S. 27 u. 39.

Jahrbuch der Kgl. Geol. Landesanstalt veröffentlicht werden. Die Stücke stammen, wahrscheinlich alle aus derselben Bank, jedenfalls aber aus demselben Horizont des Wellenkalkes in DEMISCHs Steinbruch bei Nieder-Groß-Hartmannsdorf, wie mir Herr ZIMMERMANN gütigst mitteilte. Nach NOETLING, dem wir bisher die einzige genauere stratigraphische Untersuchung dieses Gebietes verdanken, kommen die Cephalopoden in den von ihm „Groß-Hartmannsdorfer Schichten" benannten oberen Schichten des unteren Wellenkalkes unter dem Schaumkalk vor, im Schaumkalk finden sie sich nicht mehr[1]).

Das Auftreten alpiner Arten in diesen Schichten verdient darum besondere Berücksichtigung, weil die Facies des Wellenkalkes hier nicht wie in Oberschlesien von der normalen Entwicklung abweicht, sondern durchaus der mitteldeutschen ähnelt und daher einen unmittelbaren Vergleich erlaubt. Andererseits dürfen wir einer Cephalopodenfauna einen besonderen stratigraphischen Wert zumessen, da die Cephalopoden sich doch wohl am schnellsten ausbreiten und von allen Fossilien die sicherste Zeitbestimmung erlauben, wie jüngst DIENER[2]) wieder mit Recht betont hat.

Ich bestimmte folgende Arten:

Nautilus dolomiticus QU.
Nautilus bidorsatus V. SCHLOTH. s. str.
Nautilus pertumidus V. ARTH.
Beneckeia Buchi V. ALB. sp.
Hungarites Strombecki GRIEP. sp.
Balatonites Ottonis V. BUCH sp.
Balatonites Ottonis V. BUCH sp. var. *rectangularis* nov. var.
Balatonites Beyrichi FRECH em.
Balatonites quaternonodatus nov. spec.
Balatonites Zimmeri nov. spec.
Balatonites Zimmermanni nov. spec.
Balatonites nov. spec. *ind.*
Balatonites egregius V. ARTH.
Balatonites stenodiscus V. ARTH.
Balatonites Jovis V. ARTH.
Balatonites Doris V. ARTH.
Balatonites constrictus V. ARTH.
Balatonites cf. *lineatus* V. ARTH.
Balatonites aff. *trinodosus* V. HAU.

[1]) a. a. O. S. 339.
[2]) Lebensweise und Verbreitung der Ammoniten. N. Jahrb. Min. 1912 II.

Acrochordiceras Damesi NOETL. zitiere ich nach NOETLING[1]). Die gesperrt gedruckten sind mit alpinen Arten identisch. Von diesen kommen

Nautilus pertumidus V. ARTH.
Balatonites egregius V. ARTH.
Balatonites stenodiscus V. ARTH.
Balatonites Jovis V. ARTH.
Balatonites Doris V. ARTH.
Balatonites constrictus V. ARTH.
Balatonites lineatus V. ARTH.

in den Reiflinger Kalken von Groß-Reifling in Steiermark vor, die VON ARTHABER[2]) beschrieben hat. Sie gehören sämtlich der obersten Zone der anisischen Stufe, der Zone des *Ceratites trinodosus* V. MOJS. an[3]). Ein Teil ist auch aus der gleichen Zone von Vámos—Hegyesgyür im südlichen Bakony bekannt[4]).

Balatonites constrictus V. ARTH., sowie die Gruppe der mit Einschnürungen versehenen Balatoniten, zu denen auch *Balatonites lineatus* V. ARTH. gehört, bilden nach V. ARTHABER den Übergang zu der Gattung *Cuccoceras* DIEN., die zwar selten und individuenarm, aber über weite Entfernungen außerordentlich horizontbeständig ist. Sie findet sich in der Trinodosuszone des Monte Cucco in den Karnischen Alpen und den Han-Bulogkalken Bosniens ebenso wie in der gleichen Zone von Spiti im Himalaya und in Nevada[5]).

Balatonites Zimmeri nov. spec. ist mit dem von V. ARTHABER, Taf. XXVI f 1 a—c abgebildeten *Balatonites* nov. spec. *ind.* nah verwandt, wie schon FRECH ein zur ersteren Art gehöriges Bruchstück mit der ARTHABERschen Art identifiziert hatte[6]). Diese stammt ebenfalls aus der Trinodosuszone der Reiflinger Kalke.

Balatonites trinodosus V. HAU., von dem sich die niederschlesische Form nur unwesentlich unterscheidet, ist von

---

[1]) Das Original scheint das einzig bisher gefundene Exemplar dieser Art zu sein.

[2]) Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. Beitr. z. Paläont. Österreich-Ungarns u. d. Orients, X, 1896.

[3]) Wie v. ARTHABER berichtigend in „Muschelkalk des südl. Bakony“ 1903 und in der Lethaea hervorhebt.

[4]) v. ARTHABER, Neue Funde im Muschelkalk des südl. Bakony. Res. wiss. Erf. d. Balaton-Sees, I, Budapest.

[5]) v. ARTHABER, Über die Horizontierung der Fossilfunde am Monte Cucco und über die systematische Stellung von *Cuccoceras* DIEN. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. Wien 1912.

[6]) Vgl. oben

HAUER aus der bosnischen Trinodosuszone, aus dem Han-Bulogkalk, beschrieben worden[1]. Die skaphitenartige Knickung des äußeren Umganges zeichnet beide in gleicher Weise aus. Verwandte, vielleicht identische Formen des *Acrochordiceras Damesi* NOETL. treten, wie erwähnt, in der Trinodosuszone in Bosnien und Dalmatien auf.

Die übrigen oben angeführten Arten sind ausschließlich Bewohner des deutschen Binnenmeeres und eignen sich daher nicht zu einer genauen Zeitbestimmung. *Balatonites Ottonis* v. BUCH sp., dessen Verwandte sich in den Alpen schon in der Binodosuszone finden, kommt auch in Oberschlesien schon in tieferen Horizonten (Dadocrinuskalk[2]) vor. *Balat. Beyrichi* FRECH. em. und *Bal. quaternonodatus* nov. spec. stehen ihm nahe und haben keine alpinen Verwandten. Sie sind wohl erst im deutschen Triasmeer entstanden. Ebenso sind *Beneckeia Buchii* v. ALB. sp. und *Hungarites Strombecki* GRIEP. sp. ohne unmittelbare alpine Verwandte. Sie treten schon im untersten Muschelkalk auf und gehen durch verschiedene Horizonte hindurch.

Die entscheidenden Formen und mit alpinen identischen Arten weisen alle deutlich auf die alpine Trinodosuszone hin. Hatte MOJSISOVIC in seiner Zusammenfassung über die Meere der Triasperiode[3]) die Trinodosuszone mit den Trochitenkalken parallelisiert, so ist sie in der *Lethaea geognostica* schon in den mittleren Muschelkalk und Schaumkalk heruntergerückt[4]), in E. KAYSERS Formationskunde[5]) 1911 ist sie als Äquivalent des obersten Wellenkalks aufgefaßt. Die vorliegende Fauna zwingt eindeutig, sie einem noch tieferen Niveau des deutschen Muschelkalkes gleichzustellen. **Der obere Teil des unteren[6]) Wellenkalkes ist mit der alpinen Zone des *Ceratites trinodosus* v. MOJS. zu identifizieren. Die Grenze zum Schaumkalk dürfte etwa der Grenze von anisischer und ladinischer Stufe entsprechen.** Wo die untere Grenze der Trinodosuszone liegt, müßten erst eingehendere stratigraphische Untersuchungen im Felde lehren.

---

[1]) Neue Cephalopoden aus dem bosnischen Muschelkalk. Abh. Ak. d. Wiss. Wien 1892.

[2]) E. KAYSER, Formationskunde S. 358.

[3]) Die Cephalopodenfauna der oberen Trias des Himalaya nebst Bemerkungen über die Meere der Triasperiode. Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1896.

[4]) Vgl. die Tabelle S. 232.

[5]) S. 392.

[6]) nach NOETLINGS Gliederung

Diese Einteilung dürfte sich auch mit den von AHLBURG[1]) gewonnenen Ergebnissen im südlichen Oberschlesien decken. Der obere Dolomit (des oberen Wellenkalkes) entspricht nach ihm den ladinischen Riffkalken der Alpen, die ja die Wengener und Cassianer Schichten umfassen. Für den unteren Dolomit des oberen Wellenkalkes bliebe dann etwa die Zone des *Protrachyceras Reitzi* („Buchensteiner Schichten") übrig.

Zur Diskussion sprechen die Herren ZIMMERMANN, RAUFF, MICHAEL und der Vortragende.

Herr **MICHAEL** wies darauf hin, daß in der oberschlesischen Trias sich die ersten Anklänge einer alpinen Entwicklung bereits in den bunten und schiefrigen Tonen zeigen, welche, wenn auch in geringer Mächtigkeit, an der Basis der kalkigen Schichten auftreten und den Werfener Schichten sehr ähneln. Auch in den darüber folgenden 50 m mächtigen Rötkalken und in dem eigentlichen unteren Muschelkalk ließen sich manche Hinweise auf die alpine Ausbildung erkennen. Nahe faunistische Beziehungen bestehen seit längerer Zeit für einige Horizonte des oberschlesischen oberen Wellenkalkes (Schaumkalk). AHLBURG hat dann namentlich auch für die oberen Dolomite dieser Stufe das gleiche bewiesen.

Neuerdings hat sich durch die Bearbeitung der Fauna durch ASSMANN herausgestellt, daß auch die Fauna des unteren Muschelkalkes in seiner oberen Hälfte alpine Formen in größerer Zahl aufweist. Der von Herrn RASSMUSS erbrachte Nachweis alpiner Formen im niederschlesischen Muschelkalk lasse die Beziehungen dieses Vorkommens zu dem oberschlesischen Muschelkalke, mit welchem er auch die Entwicklung mächtiger Rötkalke gemeinsam habe, als ziemlich eng erscheinen.

Herr ZIMMERMANN spricht über die Stellung des Plattendolomits im Vergleich mit dem Staßfurter Zechsteinprofil.[2])

Herr **R. MICHAEL** sprach über **die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpaten.**

Eine kürzlich erschienene Arbeit von PETRASCHECK (W. PETRASCHECK, Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes, mit einem Beitrag über

[1]) a. a. O.
[2]) Der Vortrag erscheint in einem der nächsten Hefte.

den Fossilinhalt von THEODOR FUCHS. Verh. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1912, S. 75 u. f.) hat zu neueren Erörterungen über die Altersfrage der Schichten des subbeskidischen Tertiärs im Vorlande der Karpaten Veranlassung gegeben. Zur Sache haben sich bereits OPPENHEIM (Zur Altersfrage des bei Teschen im Karpatenlande überschobenen Tertiärs, Zentralbl. Min. 1913, S. 85 u. f.) und A. RZEHAK (Das Alter des subbeskidischen Tertiärs, Zeitschr. d. Mähr. Landesmuseums, Brünn 1913, S. 235 u. f.) geäußert. PETRASCHECK gibt in seiner Arbeit eine übersichtliche Zusammenstellung über die Schichtenfolge der zugehörigen Ablagerungen, deren alttertiäres Alter zuletzt UHLIG erklärt hatte. (Über die Tektonik der Karpaten, Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Bd. 106, Wien 1907, S. 871 und Die karpatische Sandsteinzone und ihr Verhältnis zum sudetischen Karbongebiet, Mitt. d. Geol. Ges., Wien I 1908, S. 63 u. f.)

UHLIG hatte auch zuerst auf die Tatsache hingewiesen, daß die Schichten des Alttertiärs in erheblicher Ausdehnung von überschobenen Kreideschichten überlagert seien.

Den ersten Nachweis dieser Überschiebung in einer Tiefbohrung hatte ich s. Z. durch die Ergebnisse der Bohrung Batzdorf bei Bielitz erbracht (MICHAEL, Die Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Carbonschichten im südlichen Teil des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Diese Zeitschr. Bd. 60, 1908, S. *17*). Auf diese Ergebnisse nahm UHLIG noch in seiner zweiten Arbeit Bezug. Die Überschiebung ist inzwischen durch weitere Bohrungen in gleicher Weise nachgewiesen. PETRASCHECK gibt jetzt eine Liste von 10 Bohrungen, in denen inzwischen unter der Kreide die tertiären Schichten festgestellt worden sind. In dieser Liste von PETRASCHECK ist die als Ersatz für das Bielitzer Bohrloch gestoßene Bohrung Baumgarten nicht erwähnt.

Ich hatte aber bereits in einer Mitteilung über den Gasausbruch im Tiefbohrloch Baumgarten bei Teschen Österreich-Schlesien (diese Zeitschr. Bd. 60, S. *280*) berichtet, daß die Bohrung nach Durchörterung der Kreide in alttertiäre Schichten geraten sei. PETRASCHECK zitiert (L. C. P. 76) diese Mitteilung, scheint aber die Richtigkeit zu bezweifeln, denn er erwähnt, daß meine Angaben durch HÖFER etwas modifiziert worden seien.

Diese Modifizierung besteht aber, wie ich mich durch Einsichtnahme in das von PETRASCHECK erwähnte Zitat und durch Nachfrage bei V. HÖFER überzeugt habe, lediglich in der Angabe HÖFERS, daß eine ihm vorgelegte Probe aus der Bohrung Baumgarten aus 360 m Tiefe „Schlier“ sei.

Meine Angabe, daß die Bohrung Baumgarten zunächst Kreideschichten durchbohrt hat, wird davon nicht betroffen. Auch bezüglich der Bohrung Kurzwald, über welche ich früher berichtet habe, gibt PETRASCHECK nur eine unvollkommene Darstellung meiner Ansicht. Ich habe allerdings bei meiner ersten Mitteilung auf Grund der mir vorgelegten Proben (diese Zeitschr. 1904, S. *142*) über diese Bohrung angeben müssen, daß sie in der Kreide stecken geblieben sei. Diese Mitteilung wird zitiert und von PETRASCHECK insofern berichtigt, daß er von der Bohrung Kurzwald (später) gleichfalls Proben eingesehen habe, deren letzte zweifellos tertiär war. PETRASCHECK hat meine weiteren Mitteilungen über diese Bohrung (diese Zeitschr. 1904, S. *144*, und 1908, S. *289*) nicht berücksichtigt, in welchen ich erwähne, daß die Bohrung Kurzwald, deren Bohrturm bei 372 m Teufe den entzündeten Gasen zum Opfer fiel, gerade unter der Kreide die alttertiären Schichten erreicht habe. Es besteht also zwischen unseren Auffassungen kein Unterschied.

Über die Altersfrage der von PETRASCHECK eingehend charakterisierten tertiären Schichten hat bis vor kurzem eine Meinungsverschiedenheit unter denen, welchen die Verhältnisse aus eigener Anschauung bekannt waren, nicht bestanden. Man war sich vollkommen darüber klar, daß das subbeskidische Tertiär von den kalkigen Tonen im Bereich der oberschlesischen Platte altersverschieden, d. h. wesentlich älter war als diese letztere zum Miocän gestellte Schichtenfolge. Beide Schichtenkomplexe erreichen, der jüngere gelegentlich, der ältere überwiegend, Mächtigkeiten von vielen hundert Metern. Ich habe wiederholt Gelegenheit gehabt, beide Schichtenfolgen in langen Kernreihen untersuchen zu können. Namentlich sind die Untersuchungen in den Miocänschichten von Interesse, weil hier im engeren oberschlesischen Gebiete durch die häufigen Kernbohrungen einwandfreies Vergleichsmaterial geliefert wurde, während die gleichen Schichten in den südlichen Gebieten meist mit Meißel gebohrt wurden, daher wenig brauchbare Bohrproben ergaben. Die charakteristischen Unterschiede in der Gesteinsfolge beider Abteilungen werden von PETRASCHECK in durchaus zutreffender Weise geschildert. Ich kann sie noch dahin ergänzen, daß, worauf ich bereits früher hingewiesen habe (Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiärablagerungen, diese Zeitschr. 1907), in dem Gips- und Salzhorizont des oberschlesischen Miocäns vielfach geschichtete Gesteine auftreten, die mit den überwiegend geschichteten sandigen Mergel-

schiefern des Alttertiärs gewisse Ähnlichkeiten aufweisen. Um so bemerkenswerter ist aber das Ergebnis, zu welchem PETRASCHECK neuerdings hinsichtlich des Alters der subbeskidischen Tertiärschichten gelangt.

Diese Schichten enthalten im Gegensatze zu den hellfarbigen Tegeln nur spärliche Versteinerungen. Das von PETRASCHECK gesammelte Material lieferte nur eine minimale Ausbeute bestimmbarer Objekte. Die Bestimmungen wurden von THEODOR FUCHS ausgeführt. Beide Autoren gelangen nun zu dem überraschenden Ergebnis, daß die Schichten noch zum Miocän zu stellen sind, daß also ein beträchtlicher Teil der von UHLIG als subbeskidisches Alttertiär zusammengefaßten Region ins Miocän gehöre. Gegen diese überraschende Auffassung, zu welcher FUCHS im wesentlichen auf Grund der Pteropoden, namentlich der Vaginellen und stratigraphischer Vergleiche mit den Niemtschitzer Schichten Mährens gelangte, hat bereits OPPENHEIM in der oben erwähnten Arbeit nachdrücklich Widerspruch erhoben. OPPENHEIM, der für die stratigraphische Einordnung seinerseits auch Wert auf das Vorkommen von *Meletta* legt, weist darauf hin, daß FUCHS früher die Niemtschitzer Schichten selbst zum Oligocän gestellt hatte. Die von PETRASCHECK gesammelte Fauna ließe keinen sicheren Schluß auf die Altersfrage selbst zu. Die Niemtschitzer Schichten, deren stratigraphische Stellung zuerst von RZEHAK richtig erkannt worden sei, müßten auf Grund ihrer Fauna, mit deren Bearbeitung OPPENHEIM seit Jahren beschäftigt ist, in das untere bis mittlere Oligocän gestellt werden. In jedem Falle müsse behauptet werden, daß die überschobenen Tertiärschichten des Karpatenrandes bei Teschen nicht dem Miocän, sondern den alttertiären Bildungen angehören.

In der gleichen Frage hat nun auch RZEHAK das Wort ergriffen, und zwar auf Grund einer Nachprüfung der von PETRASCHECK gesammelten Fossilien. RZEHAK spricht sich dahin aus, daß petrographisch eher Alttertiär als Miocän vorläge. Ebenso spräche kein einziger der in den subbeskidischen Tertiärmergeln aufgefundenen Fossilreste gegen die Deutung dieser Mergel als Alttertiär. Auch die Vaginellen und die gelegentliche Häufigkeit ihres Vorkommens könnten nicht veranlassen, nur an Miocän zu denken; ebensowenig gestatten die Balantien einen zwingenden Schluß auf ein miocänes Alter der subbeskidischen Mergel. RZEHAK erwähnt ferner, daß die von FUCHS angeführten verkohlten Fäden Algen seien in Eisensulfidsubstanz, die in ähnlicher Weise in einem schlierähnlichen,

alttertiären Mergel vorkämen. RZEHAK hat ferner eine größere Zahl von Foraminiferen in mehreren Proben, insbesondere aus der Bohrung Bestwin, deren Schichtenfolge mir gleichfalls bekannt ist und von mir stets nur als Alttertiär angesprochen wurde, aufgefunden. Auch in diesen Foraminiferen liegt nach RZEHAK in ihrem Gesamtcharakter eher Alttertiär als Miocän vor.

Hinsichtlich der Niemtschitzer Schichten bemerkt RZEHAK, daß diese die Schlierfacies des Alttertiärs darstellen. Er glaube nicht, daß FUCHS trotz seines etwas schwankenden Urteils mit seiner Zurechnung der alttertiären Schichten zum Miocän gleichzeitig auch die Niemtschitzer Schichten in dieses Niveau habe heraufrücken wollen. An dem vormiocänen Alter dieser Schichten sei nicht zu zweifeln. Die Mergel des subbeskidischen Alttertiärs könnten einem verhältnismäßig hohen Niveau des Paläocäns angehören; sie seien mit den Dobrotower Schichten Galiziens, mit denen sie von PETRASCHECK gleichfalls in Beziehungen gebracht werden, nur dann zu vergleichen, wenn man diese letzteren Schichten, wie dies von seiten einiger galizischer Geologen auch geschehe, dem Oligocän zuweise. RZEHAK betont schließlich, daß die Tertiärschichten der von PETRASCHECK erwähnten Bohrungen als bereits unter dem Salzhorizont und dem Ostrauer Schlier (entsprechend der von mir seinerzeit veröffentlichten Schichtentabelle) aufzufassen und dementsprechend dem Alttertiär (Oligocän) zuzuweisen seien.

Dieser durch OPPENHEIM und RZEHAK gegebenen Widerlegung der Ansichten von PETRASCHECK und FUCHS möchte ich meinerseits noch einige Bemerkungen hinzufügen:

Das karpatische Alttertiär transgrediert, wie ich vor mehreren Jahren (diese Zeitschr. 1904, S. *143*) zum ersten Male durch die mitten in Oberschlesien über 40 km vom Nordrand der Karpaten entfernte Tiefbohrung von Zawada nachgewiesen habe, in weiter Erstreckung nach Norden. Außer in Zawada sind mir namentlich in der Gegend nördlich von Sohrau weitere Kernbohrungen bekannt geworden, die gleichfalls alttertiäre Schichten durchbohrten. Ihre Nordgrenze fällt zusammen mit einer größeren Störung, an welcher die Oberfläche des Steinkohlengebirges um mehr als 800 m abgesunken ist. Besonders bemerkenswert ist, daß überall wo die alttertiäre Schichtenfolge angetroffen wurde, in dem Miocän darüber der S a l z h o r i z o n t mit einem bis über 30 m mächtigen Steinsalzlager entwickelt ist. In allen Bohrungen, welche ich untersuchen konnte, läßt sich eine ungemein scharfe petrographische Grenze zwischen Miocän und Oligocän erkennen. An der unteren Grenze der Miocäntegel treten sandige Schichten,

Kalksandsteine auf, unter diesen folgen dann zunächst hell- und dunkelrote, dann grünliche Mergel von einigen Metern Mächtigkeit. Unter diesen treten dann stark glaukonitische mergelige Sandsteine auf. Erst unter diesen Sandsteinen folgen deutlich geschichtete, leicht spaltende, schmutziggelbe, mergelige, schiefrige Sandsteine, welche zahlreiche Melettaschuppen führen, und in denen häufiger sandigere Zwischenschichten eingelagert sind. Ferner finden sich in diesen Schichten, die in Zawada eine Mächtigkeit von 205 m erreichen, starke, bituminöse Zwischenlagen, ohne daß es bis jetzt gelungen wäre, sichere Anzeichen von Petroleum anzutreffen. Die Melettaschiefer sind durch Zwischenschichten charakterisiert, bei denen eine sehr weitgehende Spaltbarkeit zu beobachten ist. Die Bohrkerne lassen sich in eine große Zahl von millimeterdicken Scheiben zerlegen, deren Schichtflächen Alaunüberzüge aufweisen. Derartige Papier- bzw. Alaunschiefer treten in allen oberschlesischen Bohrungen auf, in denen bisher die alttertiäre Schichtenfolge bekannt geworden ist. Von besonderem Interesse ist aber eine Einlagerung von einem hellgrauen, gelegentlich grüngefleckten Tonmergel in den oberen Partien der Melettaschiefer selbst. In diesem Gestein habe ich bereits vor mehreren Jahren einen glatten großen Pecten in allerdings sehr wenig guter Erhaltung, aber immerhin in zahlreichen Exemplaren gefunden, der bei der Seltenheit deutlich bestimmbarer Versteinerungen in diesen Schichten besondere Berücksichtigung erforderte.

Ich habe mich seinerzeit bereits vor Jahren mit UHLIG über die Bedeutung dieses Fundes verständigt. Leider waren meine Bemühungen vergeblich, ähnliche Funde in den bisher aus den alttertiären Schichten vorliegenden Materialien zu erhalten. Es dürfte sich hier um einen ziemlich weit verbreiteten Horizont handeln, denn ich habe zwei, wenn auch undeutliche Abdrücke der gleichen Form auch in der Bohrung Zawada gefunden, ebenso in allen Bohrungen von Pallowitz, obwohl diese zum Teil mehrere Kilometer voneinander entfernt sind. Von vornherein war es ersichtlich, daß es sich hier um keine miocäne Form handelte, sondern um eine, welche dem oligocänen *Pecten semicingulatus* MÜNSTER nahesteht und sich sowohl von den eocänen wie den miocänen Formen unterscheidet. JOH. BÖHM hat die Liebenswürdigkeit gehabt, das von mir gesammelte Material zu bearbeiten. Die Ergebnisse werden von ihm an besonderer Stelle behandelt, auf welche ich hiermit verweise. Durch die Untersuchungen von BÖHM ist es erwiesen, daß es sich um eine oligocäne Form handelt.

Das Ergebnis steht also mit den stratigraphischen Feststellungen in vollem Einklang. Durch die von QUITZOW inzwischen durchgeführte Bearbeitung der Fauna des oberschlesischen Miocäns sind die stratigraphischen Ergebnisse gleichfalls bestätigt worden. Die marinen Tegel über dem Salzhorizont sind Mittelmiocän. Die Tegel unter dem Salzhorizont sind Mittel- bis Untermiocän. Der Salzhorizont ist demnach Mittelmiocän. Auf den petrographischen Gegensatz der unter den miocänen Tegeln in Zawada und Pallowitz erbohrten Schichtenfolge zu den hellfarbigen miocänen Tegeln habe ich bereits hingewiesen. Sie müssen also älter wie Miocän sein. Das Auftreten der Melettaschiefer in den Bohrkernen von Zawada und Pallowitz in diesen Schichten deutete bereits von Anfang an auf Oligocän hin.

Selbst wenn man, wie es neuerdings versucht wird, das Auftreten von *Meletta* für die Altersbestimmung als weniger ausschlaggebend ansehen will, eine Auffassung, welche ich nicht teile, wird die Zugehörigkeit der Schichten, von der allein schon beweisenden petrographischen Ausbildung ganz abgesehen, durch den erwähnten Pectenfund als Oligocän sichergestellt.

Dieses Ergebnis zwingt aber mit Notwendigkeit das gleiche Alter für die Schichtenfolge des subbeskidischen Tertiärs anzunehmen.

Soweit mir hier erbohrte Schichtenfolgen bekannt geworden sind, gleichen sie den oberschlesischen Melettaschiefern durchaus.

Ich befinde mich hier in voller Übereinstimmung mit der Darstellung, welche PETRASCHEK von der Ausbildung der zugehörigen Gesteine gegeben hat. Da die oberschlesischen Mergel mit *Pecten* und die bunten Tone den jüngsten Horizonten des Alttertiärs angehören, so ist deshalb das oligocäne Alter auch für die tiefere und somit für die gesamte Schichtenfolge des subbeskidischen Alttertiärs erwiesen. Da auch die von FUCHS und PETRASCHEK angeführten paläontologischen Gründe durch die OPPENHEIM und RZEHAK als nicht stichhaltig erkannt worden sind, liegt kein Grund vor, die bisherige Auffassung eines oligocänen Alters des Alttertiärs zugunsten einer anderen Ansicht aufzugeben.

Die Einladung der 85. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien (September 1913) wird der Gesellschaft durch den Vorsitzenden übermittelt.

Das Protokoll der Sitzung wird verlesen und genehmigt.

v.	w.	o.
HENNIG.	RAUFF,	BÄRTLING,

Briefliche Mitteilungen.

17. Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen?

Von Herrn W. Branca.

Berlin, den 17. August 1912.

In einer Arbeit über die Frage, ob Intrusionen notwendig Hand in Hand gehen müssen mit einer Aufpressung des Hangenden[1]), habe ich gezeigt, daß diese Frage nicht nur bejaht werden muß, sondern daß sie, wie leicht einzusehen, sogar einen mathematisch genauen Ausdruck des Betrages dieser Aufpressung gestattet.

Die Werte, zu welchen man gelangt, sind indessen erklärlicherweise verschiedene, je nachdem man auf dem wohl von der ganz überwiegenden Mehrzahl der Geologen eingenommenen Standpunkte steht, daß der Schmelzfluß bereits als solcher, durch irgendeine Kraft getrieben, aus tieferem Niveau in höheres hinaufsteigt und dort eine Intrusion bildet. Oder ob man, von E. Süss' Standpunkt aus, annimmt, daß heiße Gase aufschmelzend durch die längst hartgewordene Erdrinde empordringen und dann, sich auch seitlich einschmelzend, erst eine Intrusionsmasse neu erzeugen. So ergeben sich eine „Aufsteig"- und eine „Aufschmelz"-Hypothese.

Ich schicke im folgenden (A) eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse dieser Arbeit voraus, um dieselben dann auf die Verhältnisse im vulkanischen Ries bei Nördlingen anzuwenden.

A. Allgemeines über Aufpressung bei Intrusionsbildung.

I. Aufsteiglehre. Aufpressung durch Druck. Ein aufsteigender bzw. aufgepreßser Schmelzfluß, der eine Intrusion

[1]) Sitzungsberichte Kgl. Akademie d. Wissensch. Berlin. Mathemat. physikal. Klasse 1912. Bd. 38, S. 707—735.

bildet, kann unmöglich, als wäre er ein wesenloses Ding, in eine feste Gesteinsmasse sich hineinbegeben, ohne daß aus letzterer ein dem Volumen der Intrusionsmasse mindestens gleiches Volumen verdrängt wird. Diese Verdrängung aber kann nur nach oben hin stattfinden, das Hangende muß also aufgepreßt werden. Hierbei ist es gleichgültig, ob der betreffende Hohlraum durch Aufblättern der Schichten infolge von Gebirgsdruck entstand, oder ob das Magma ihn sich selbst erst schafft, indem es sich gewaltsam in die Schichten eindrängt.

Wenn also 1′ das Volumen der eindringenden Intrusivmasse ist und 1 das Volumen der festen Gesteine, welches verdrängt werden muß, damit die Intrusivmasse überhaupt Platz finden kann, so ist selbstverständlich $1' + 1 = 2$. Das Volumen verdoppelt sich also an dieser Stelle: der Betrag der Aufpressung also muß (mindestens) so groß sein wie der Betrag des Volumens der Intrusivmasse. Ist z. B. bei gegebener Länge und Breite eine Intrusivmasse 300 m hoch, so muß die Aufpressung ebenfalls 300 m betragen.

Die Sache ist so einleuchtend, so selbstverständlich, daß es fast überflüssig erscheint, sie darzulegen; und doch ist es nötig.

Es entsteht indessen die Frage, ob diese Aufpressung notwendig an der Erdoberfläche stets einen entsprechend hohen Berg hervorrufen muß. Das ist wohl nicht unbedingt nötig.

Bei tiefer Lage der Intrusionsmasse ist es denkbar, daß diese Aufpressung nach oben hin sich allmählich mehr oder weniger wieder ausgleichen könnte. Falls nämlich hier in den überliegenden Schichten „Massendefekte“ in Form von Hohlräumen vorhanden sein sollten, dann würden diese zusammengedrückt werden können. Bei einer großen Mächtigkeit des überliegenden Schichtenkomplexes, also mehrfachen oder größeren Hohlräumen in demselben, könnte das sogar bis zu einer völligen Ausgleichung der Aufpressung führen, so daß an der Erdoberfläche nur ein schwächerer oder gar kein Berg entstände.

Je geringer dagegen die Mächtigkeit des überliegenden Schichtenkomplexes, desto weniger groß wird diese Wahrscheinlichkeit werden, da ceteris paribus in einem wenig mächtigen Schichtenkomplexe auch weniger Gelegenheit für solche Hohlräume vorhanden ist. Bei flacherer Lage der Intrusivmasse wird sich daher die Aufpressung ziemlich sicher bis zur Tagesfläche fortsetzen und dann auf dieser einen Berg erzeugen.

Wer mithin zeichnerisch oder spekulativ eine Intrusionsmasse darstellt, die dieser aus doppelter Ursache (siehe 11) erfolgenden Aufpressung nicht

Rechnung trägt, der erklärt indirekt damit die Intrusionsmasse für ein körperloses und außerdem noch für ein temperaturloses Ding.

II. Aufpressung durch Erwärmung. Der Betrag der Aufpressung wird aber weiter noch dadurch erhöht, daß das Nebengestein durch die hohe Temperatur der Intrusivmasse stark erwärmt und damit ausgedehnt wird.

Die lineare Ausdehnung der Gesteine beträgt nach MELLARD READE bei einer Erwärmung um 100° C rund 0,001. Tritt nun das Intrusivmagma in der Tiefe des Intrusionsortes mit einer Temperatur von 1600° C[1]) ein, so würde die lineare Ausdehnung betragen 0,016. Da jedoch nach unten und nach den Seiten hin eine Ausdehnung unmöglich ist, so würde die Ausdehnung nach oben hin rund dreimal so viel, also ca. 0,048, ausmachen.

Indessen nicht nur die Temperatur t, sondern auch die Masse m der Intrusivmasse, also m t, sind hier maßgebend. Setzt man dann die durch m t bewirkte Ausdehnung des Daches = x, so haben wir als Gesamtbetrag des neuen Volumens $1' + 1 + x = 2 + x$. Mit anderen Worten: Das Volumen der Aufpressung entspricht nicht nur dem Volumen der hinzugekommenen Intrusivmasse, sondern auch noch der Volumenvermehrung der festen Erdrinde im Hangenden, die durch die Erwärmung hervorgerufen wurde.

Ein Einwurf. Gegenüber dieser Größe x könnte man vielleicht den Einwurf erheben, daß zwar zweifellos die Erwärmung des Nebengesteines durch die Intrusivmasse stattfinden müsse, daß es aber möglich sei, daß eine Ausdehnung auch nach oben hin durch den Druck der überlagernden Schichten verhindert würde.

Die Beantwortung der Frage wird abhängen einmal von der Höhe der Temperatur, welche das Nebengestein erlangt,

---

[1]) JOH. KOENIGSBERGER kommt zu niedrigen Temperaturen (Umwandlungen und chemische Reaktionen in ihrer Verwendung zur Temperaturmessung geologischer Vorgänge. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beil.-Bd. 32, Stuttgart 1911, S. 131):

„Einige Magmen (z. B. Eifel) haben bei ihrem Empordringen sicher eine höhere Temperatur als 1000° besessen; gleichwohl hat sich in ihnen Quarz als Einschluß gehalten."

„Einige Magmen (z. B. Kaiserstuhl) waren andererseits schon in größerer Tiefe kälter als 1100–1200°; ihre Erstarrungstemperatur muß also unter 1100° gelegen haben." . . „Bis jetzt liegt m. E. kein Grund vor, die Erstarrungstemperaturen der Magmen tiefer als 1000° anzunehmen."

also von der Temperatur und der Masse der Intrusion. Zweitens von der Stärke des Druckes, den die auflastenden Schichten ausüben, also von der Tiefe, in welcher die Intrusion stattfindet.

Eine flachliegende, große, sehr heiße Intrusivmasse wird daher einen relativ hohen Wert von x erzeugen und damit die Möglichkeit einer Aufpressung infolge von Erwärmung. Eine tiefliegende, kleine Intrusivmasse von niedriger Temperatur wird vielleicht nicht imstande sein, den Betrag der Aufpressung zu vergrößern.

III. Aufschmelzhypothese. Bei Aufschmelzung würden allerdings die heißen Gase, als seien sie fast ein körperloses Ding, durch die Erdrinde hindurchgehen, sich eine Röhre durch dieselbe schmelzen und dann von dieser aus an irgendeiner Stelle seitwärts die Gesteine einschmelzen können, auf solche Weise eine Intrusionsmasse bildend.

Hier würde die „Intrusion" also ihren Namen zu Unrecht führen, indem gar keine Schmelzmasse eindringen, sondern nur ein Wechsel des festen in den flüssigen Aggregatszustand stattfinden würde.

Aber da beim Übergange krystallisierter Mineralien bzw. Gesteine in den geschmolzenen Zustand ebenfalls eine Volumzunahme stattfindet, so müßte doch auch hier eine Aufpressung des Hangenden sich vollziehen; nur würde sie geringer sein als bei I. Je nach dem Mineral oder Gestein, das eingeschmolzen wird, beträgt die Volumzunahme z. B. bei Augit und Olivin ca. 15 Proz., bei Quarzit bis 17 Proz., bei Granit ca. 8,6 Proz.

Wenn also wieder 1 das Volumen der an dieser Stelle ursprünglich vorhanden gewesenen festen Gesteinsmasse ist und ein Bruchteil von 1' angibt, um wieviel größer das Volumen des nun durch Einschmelzen aus jener entstandenen neuen Intrusivgesteines ist, so wird das neue Volumen an dieser Stelle

bei Einschmelzung von Granit $1 + {}^1/_{12}{}' = 1{}^1/_{12}$,

bei Einschmelzung von Quarzit $1 + {}^1/_6{}' = 1{}^1/_6$

sein; woraus sich der Betrag der im Gefolge davon entstehenden Aufpressung als ${}^1/_6 - {}^1/_{12}$ ergibt.

Nehmen wir also wieder wie vorher eine Intrusivmasse von 300 m Höhe an, so würde je nach der Natur des einschmelzenden Gesteines (Quarzit bzw. Granit) der Betrag der Aufpressung 50 bzw. 25 m sein. Dazu kommt dann aber noch wie vorher (S. 880) der Betrag von x, welcher von mit der Intrusivmasse abhängig ist.

Bezüglich der möglichen Wirkung einer tiefen oder flachen Lage der Intrusivmasse auf eine Bergbildung an der Erdoberfläche gilt natürlich ganz dasselbe wie das sub I Gesagte.

IV. Denkbare Ausnahme. Eine Ausnahme von dem sub I—II Gezeigten ist nur denkbar in dem Falle, daß eine Intrusivmasse in eine durch auslaugende Tätigkeit des Wassers entstandene Höhle im Kalkgebirge eintreten würde. Hier würde der Hauptbetrag der Aufpressung, die infolge der Bildung des Hohlraumes entstehen muß, wegfallen. Es würde nur der kleine Betrag der Aufpressung übrig bleiben, der durch Erwärmung entsteht.

Mir ist indessen nur der hier S. 278 erwähnte Fall bekannt, daß man Solches beobachtet hätte.

V. Scheinbare Ausnahme würde die von CLOOS beschriebene, überaus interessante Granitintrusion des Erogongebirges im Hererolande bilden; denn hier betont CLOOS ausdrücklich das ausnahmsweise Fehlen von Spuren einer Aufpressung (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1911) des hangenden Erogon-Sandsteines. In meiner eingangs zitierten Arbeit habe ich näher ausgeführt, daß ich mir die Verwischung dieser Spuren zu erklären suche einmal durch eine horizontale (nicht gewölbte) Oberfläche der Intrusivmasse, zweitens durch späteres Wiedereinsinken des Aufgepreßten (siehe sub VII).

Die Folgewirkungen einer solchen Aufpressung in den Schichten des Daches bestehen nun im Aufreißen von Spalten, im Wiedereinsinken des Aufgepreßten, in Erderschütterungen:

VI. Spaltenbildung muß notwendig während der Aufpressung eintreten. Dadurch kann — je nachdem die Spalten bis zur Tagesfläche aufreißen oder nur in der Tiefe entstehen — weiterer Aufstieg des Schmelzflusses bis zur Tagesfläche oder nur Gangbildung erzeugt werden. Beiderlei Spalten wird man aber, wenn man das nicht berücksichtigt, leicht ohne weiteres als tektonische Spalten erklären wollen, während es doch hier echt vulkanische Spalten sind, die den Ausbruch wie die Gangbildung ermöglichen! Das Magma schafft sich hier also selbst den Ausweg, nicht aber tektonische Spalten ermöglichen ihn.

Auch Kontaktexplosionen werden durch diese Spalten ermöglicht, indem Wassermassen, die in der Erdrinde angesammelt sind, plötzlich in die Nähe des Schmelzflusses gelangen können.

VII. Wiedereinsinken des Aufgepreßten. Ganz ebenso wie das Magma einer Eruption, nachdem diese beendet ist, wieder in die Tiefe hinabsinken und verschwinden kann[1],

---

[1]) Es kann eventuell auch im Schlote bald erstarren und dann nicht zurückfließen.

so muß das Zurückfließen auch stattfinden können, wenn das Magma nur unter Tage eine Intrusion gebildet hat.

Im letzteren Falle wird das Dach des von der Intrusionsmasse ausgefüllt gewesenen Hohlraumes einsinken können, so daß dann die Aufpressung sich teilweise in eine Einsenkung verwandeln kann. Dieses Zurückfließen und Einsinken aber wird erfolgen können, gleichviel, ob das Magma aufgestiegen war (I), oder ob es erst durch Einschmelzen (III) sich gebildet hatte.

Der Betrag des Einsinkens aber wird ein noch größerer werden können, wenn, wie sub VIII zu besprechen, mit einer Intrusion auch noch Extrusionen Hand in Hand gehen. Es würde dann ein Abfließen nicht nur nach unten, sondern auch nach oben hin stattfinden, folglich das Einsinken ebenfalls noch verstärkt werden.

Aber noch durch weitere Umstände muß der Betrag des Einsinkens sich abermals vergrößern: Wir sahen (II u. III), daß infolge der von der Intrusivmasse ausgehenden Erwärmung eine Volumvermehrung bzw. Aufpressung des Daches erfolgte. Da nun das erwärmte Dach allmählich wieder sich abkühlt bis zu der Temperatur, welche dem betreffenden Niveau zukommt — also vielleicht von 1600° C auf 100° C bei einer Tiefe von 3 km —, so muß der Betrag der durch Erwärmung des Daches erfolgten Aufpressung wieder durch Einsinken vernichtet werden.

Indem aber auch die Intrusivmasse selbst sich bei der Abkühlung zusammenzieht, so muß dadurch ein weiterer Betrag des Einsinkens ermöglicht werden.

Endlich erleidet aber die Intrusivmasse bei dem Übergang aus dem amorphen, dem geschmolzenen Zustande in den krystallisierten wiederum eine nicht unbedeutende Zusammenziehung (siehe sub III Granit z. B. 8,6 Proz.), durch die nun zum dritten der Betrag des Einsinkens verstärkt werden kann.

Nach der Aufpressung durch eine Intrusion muß bzw. kann also ein Wiedereinsinken aus nicht weniger als fünf verschiedenen Gründen eintreten. Der Betrag des Einsinkens kann sogar größer werden als derjenige der Aufpressung; nämlich dann, wenn bedeutendere Massen über Tage ausgeworfen werden.

Wenn also (siehe sub I) $1 + x$ der Betrag der Aufpressung ist, so läßt das Endergebnis nach erfolgtem Abfließen (A), Auswurf (E), Zusammenziehen infolge von Abkühlung der Intrusivmasse (x'), des Daches (y), Krystallisation der Intrusivmasse (z) sich in die Formel fassen:

$$1 + x - (x' + y + z + A + E).$$

Unter diesen Größen kann E, wie schon gesagt, so groß sein, daß der Betrag des Einsinkens größer wird als der der Aufpressung.

VIII. Es unterliegt keinem Zweifel, daß das Magma sich in dreifacher Weise betätigen kann: Entweder es steigt nicht bis zur Erdoberfläche auf und bildet nur eine Intrusion; oder es steigt bis zur Erdoberfläche auf und bildet dort nur eine Extrusion; oder es erzeugt mit einem Teile eine Extrusion und mit dem anderen Teile zugleich auch eine Intrusion. Letzteres ist unserer Ansicht nach bei dem Ries der Fall gewesen.

IX. Magmatische Erdbeben. Aus 4facher Ursache müssen im Gefolge von Intrusionen Erdbeben hervorgerufen werden, 2 unter Volumvermehrung und dadurch bewirkte Aufpressung, 2 unter Volumverminderung und dadurch bewirktes Einsinken. Diese Ursachen sind:

unter Volumzunahme:

a) direkt durch die sich einpressende Intrusionsmasse,
b) durch die von derselben ausgehende Erwärmung;

unter Volumverminderung:

c) durch Abkühlung der Intrusionsmasse und des erwähnten Nebengesteines;
d) durch Auskrystallisieren der geschmolzenen Intrusionsmasse.

Aus 2facher Ursache können dann ferner im Gefolge von Intrusionen Erdbeben entstehen: Durch Einsinken

e) infolge von Wiederabfluß des Magmas in die Tiefe;
f) infolge von etwaigen gleichzeitigen Auswürfen des Magmas an der Erdoberfläche.

Aus nicht weniger als 6 verschiedenen Ursachen also müssen bzw. können bei Intrusionen Erdbeben erzeugt werden. Ich habe sie alle unter den Begriff der „magmatischen“ Beben mit zusammengefaßt.

Diese magmatischen Beben bilden offenbar einen Teil dessen, was man gemeinhin als tektonische Beben darum bezeichnet, weil sie sich in den Faltungsgebieten der Erde vollziehen. Indessen durch die Faltung bzw. Zusammenpressung der Erdrinde, oder auch durch isostatische Bewegungen derselben entsteht ein Aufsteigen großer Gebiete. Dadurch aber wird Raum geschaffen dafür, daß Schmelzfluß ebenfalls den aufsteigenden Gebieten nachsteigen bzw. nachgepreßt werden kann und sich dann in den höheren

Niveaus, sei es auf Spalten, sei es auf selbst ausgeblasenen Röhren, noch weiter aufwärts bewegt, entweder Gänge oder Intrusionen oder Extrusionen bildend.

Wenn dann dieses Magma aus soeben aufgeführten Ursachen Erdbeben erzeugt, so vollziehen sich diese zwar in Faltungsgebieten, sind aber trotzdem keine tektonischen, sondern in Wirklichkeit magmatische oder auch „kombinierte", nämlich magmatisch-tektonische" oder „magmatische Einsturz"-Beben.

X. Ein Einwurf. Man könnte vielleicht einwerfen, daß die in I, II, III theoretisch erwiesene Aufpressung durch eine Intrusion doch tatsächlich nicht stattfinden könne, da sie durch den Druck der auflastenden Schichten verhindert würde.

Dieser Einwurf wäre indessen unhaltbar; denn ein Schmelzfluß kann gar nicht in ein anderes Gestein, dieses hochhebend, eindringen, wenn er nicht unter einem noch etwas größeren Drucke steht, als derjenige ist, der in der betreffenden Tiefe herrscht.

Auch wenn etwa durch gebirgsbildende Vorgänge, durch Faltung ein Hohlraum für die Intrusivmasse erzeugt würde, so könnte hier die Emporwölbung der Schichten natürlich ebenfalls nur unter der Bedingung vor sich gehen, daß der Druck, den die faltende Kraft ausübt, größer ist als derjenige, der in der betreffenden Tiefe herrscht.

Höchstens vom Boden der Aufschmelzhypothese aus ließe sich bis zu einem gewissen Grade ein solcher Einwurf erheben; auch hier aber muß ja die Erwärmung emporpressend wirken.

Ich habe schon bei früherer Gelegenheit betont, in wie hohem Maße uns diese Aufschmelzhypothese über gewisse Schwierigkeiten der Vulkanologie hinweghelfen würde. Die heißen Gase würden sich durch die feste Erdrinde, ganz unabhängig von präexistierenden Spalten, Röhren hindurchschmelzen, würden sich flachgelegene, isolierte Schmelzherde selbst schaffen. Aber wie soll man die tatsächliche Natur der Laven, der Intrusionsmassen, der Tiefengesteine zusammenreimen mit den hypothetischen Gesteinen, die aus eingeschmolzenen Quarziten oder Kalken hervorgehen müßten? Derartige Gesteine kennen wir nicht.

Es bliebe daher, wie ich früher ausführte, höchstens der Ausweg, daß man annähme, die heißen Gase wirkten auf- und einschmelzend nur in sehr großen Tiefen der Erdrinde, in denen lediglich Gneise und alte Eruptivgesteine liegen; sie verlören jedoch ihre hohe Temperatur und damit ihre ein-

schmelzende Kraft in den höheren Niveaus, in denen Quarzite, Kalke, Tone auftreten. Das wäre in der Tat ein Ausweg. Aber damit verlören wir den großen Vorteil, daß uns die Aufschmelzhypothese flachgelegene Schmelzherde schaffen würde, deren Vorhandensein von allen Vulkanologen als notwendig angenommen wird.

So freudig ich daher ohne jene Schwierigkeit die Aufschmelzhypothese bewillkommnen möchte, so glaube ich doch noch in der Aufstieghypothese das Sicherere zu haben.

B. Nutzanwendung der in Abschnitt I gewonnenen allgemeinen Ergebnisse auf das vulkanische Ries bei Nördlingen.

In verschiedenen Arbeiten[1]) hatten wir gezeigt, daß die grundmoränenartigen Bildungen, die rätselhaften Lagerungsverhältnisse und die Glättung und Schrammung der Gesteine, die im Umkreis um das vulkanische Ries bei Nördlingen herrschen, nicht, wie man gemeint hatte, durch Eis hervorgerufen seien; und daß an der klassischen Lokalität des Buchberges nicht eine Durchpressung alter Gesteine durch jüngere vorliege, sondern daß richtige Überschiebungen vorlägen, und daß diese hervorgerufen seien durch vulkanische Kraft;

---

[1]) W. Branca und E. Fraas: Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss., Berlin 1901.

W. Branca und E. Fraas: Beweis für die Richtigkeit unserer Erklärung des vulkanischen Ries bei Nördlingen. Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wiss., Berl. 1901.

W. Branca: Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Ries bei Nördlingen. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss. vom Jahre 1902, mit 1 Tafel, Berlin 1903.

W. Branca: Die Griesbreccien des Vorrieses als von Spalten unabhängige, früheste Stadien embryonaler Vulkanbildung. Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wiss., Berlin 1903.

W. Branca und E. Fraas: Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss., mit 2 Tafeln, Berlin 1905.

W. Branca und E. Fraas nebst einem Beitrag von W. Schütze: Die Lagerungsverhältnisse bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem, mit 1 Tafel. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss., Berlin 1907.

W. Branca und E. Fraas: Abwehr der Angriffe W. Kranz' gegen unsere, das vulkanische Ries bei Nördlingen betreffenden Arbeiten. Zentralblatt für Mineral., Geol., Paläont. 1911, S. 450 ff.

K. Haussmann: Magnetische Messungen im Ries und dessen Umgebung. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Kl. 1901, IV, S. 1—138.

daß es sich also um großartig pseudoglaziale Erscheinungen handele.

Im Laufe unserer fortschreitenden Untersuchungen stellte sich dann allmählich der Umfang dieser Überschiebungen, der anfänglich ein beschränkter zu sein schien, als ein immer größerer heraus. Zwar hatten wir wohl auch anfangs schon die Vermutung, daß die überschobenen Massen früher, bevor sie durch Erosion zum Teil entfernt wurden, ausgedehnter gewesen sein möchten, als das jetzt der Fall zu sein schien. Aber augenfällig war zunächst doch immerhin nur eine ganz beschränkte, kleine Zahl solcher Vorkommen.

Zuerst hatte es sich daher wesentlich und vor allem um die schon erwähnte Scholle des Buchbergs und um die Lauchheimer Masse gehandelt. Als wir dann aber nach einigen Jahren unsere Untersuchungen abschlossen, da hatte sich schließlich eine überwältigende Fülle überschobener Massen rings um das Ries ergeben: Nicht nur wurde im Südosten desselben durch den neuen Bahnbau nördlich Donaueschingen erwiesen, daß überraschenderweise alles, was dort anstehend zu sein schien und von aller Welt auch bisher für anstehend gehalten wurde, wurzellos, und daß es durch vulkanische Kraft überschoben ist; sondern auch südlich vom Ries, das ausgedehnte Gebiet des Vorries, das ebenfalls von jedermann bisher für anstehend gehalten wurde, erschien uns nun auch als zum größeren oder geringeren Teile wurzellos, überschoben durch dieselbe vulkanische Kraft.

Aber nicht genug daran; durch ein ganz neuerdings in der Nähe von Nördlingen inmitten des Rieskessels niedergebrachtes Bohrloch[1]) wird überraschenderweise abermals eine Erweiterung unserer Kenntnisse nach derselben Richtung hin gebracht. Dort ist jetzt sogar derjenige Granit, welcher den Boden des Rieskessels bildet, als wurzellos erwiesen, während er doch ebenfalls bisher ganz allgemein für anstehend angesehen wurde. Es zeigt sich, daß er in einer Mächtigkeit von 160—180 m auf dem Keuper liegt.

Im selben Schritte mit dieser allmählichen Erweiterung unserer Kenntnisse von dem Umfang der Überschiebungen mußten erklärlicherweise auch unsere Anschauungen über die Art und Weise der vulkanischen Kraftwirkung sich umgestalten:

Gegenüber den scheinbar doch nur sehr vereinzelten überschobenen Massen hatten wir anfänglich geglaubt, die Auf-

[1] W. Kranz: Das Nördlinger Riesproblem II, Jahresbericht des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. II, 1, S. 54—65.)

pressung des Riesgebietes lediglich durch eine in der Tiefe in den Granit eingedrungene Intrusivmasse erklären zu können; ein Lakkolith könne die Überschiebungen bewirkt haben, indem nämlich dadurch an der Erdoberfläche ein Berg entstanden sei, von dessen Abhängen infolge von Bergrutschen die betreffenden Massen zum Abgleiten gebracht seien, so daß sie sich auf die umgebende Alb ergossen hätten. Später sei dann wieder ein Absinken des Gebietes erfolgt.

Dabei hatten wir aber die Vorstellung, daß durch diese Aufpressung nicht etwa ein einspitziger kegelförmiger Berg entstanden sei, sondern daß diese Aufpressung ein Gebiet betroffen habe, das durch die Erosion bereits in Höhen und Tiefen gegliedert und namentlich in seinem zentralen Teile durch die Erosion ausgefurcht war. Demzufolge stellten wir uns vor, daß diese Abrutschungen und Überschiebungen nicht nur nach außen auf die umgebende Alb, sondern auch nach innen auf die erodierten Teile erfolgt seien. Das wurzellose Vorkommen von Jura, Keuper und Granit findet somit nach dieser Vorstellung ebensowohl im Rieskessel selbst, als auch auf der umgebenden Alb seine Erklärung.

Bei wachsender Erkenntnis von der großen Ausdehnung der überschobenen Massen konnte indessen dieser Erklärungsversuch nicht mehr genügen. Wir sahen auch, daß im Vorries gewisse Gebiete, die auf unsere Bitte der leider verstorbene VON KNEBEL kartographisch[1]) in ihrer Ausdehnung aufnahm, eine solche Zerschmetterung (Vergriesung) des Malmkalkes aufweisen, daß dies nur durch hier stattgefundene Kontaktexplosionen erklärbar war. In gleicher Weise erklärte sich zugleich die Zerschmetterung des Granites, die sich besonders im Boden des Rieskessels zeigte. Wir stimmten daher der von E. SÜSS ausgesprochenen Ansicht, welcher meinte, daß die Riesphänomene lediglich durch eine einzige, riesige Kontaktexplosion zu erklären sei, teilweise bei; nämlich insofern, als wir außer der Bergbildung und jenen kleineren Explosionen noch eine gewaltige Explosion[2]) zur Erklärung der Riesphänomene annahmen. Dergestalt, daß diese Kontaktexplosion den Massen an der Oberfläche des aufgepreßten und dadurch zerbrochenen Gebietes den Anstoß zum Abfahren und zum Überschobenwerden über die Albhochfläche hin gegeben hätte; ganz wie das beim Bandaisan auf Japan ebenso der Fall gewesen ist.

[1]) Siehe die Tafel in meiner Arbeit über das Vorries, auf der diese Explosionsgebiete von VON KNEBEL dargestellt sind.

[2]) W. BRANCA: Das Vorries. Abh. dieser Akademie 1903, S. 14 u. 32, 36 u. 41.

Eine gänzliche Ausschaltung der Emporpressung und damit der Bergbildung schien und scheint mir noch jetzt unmöglich. Ganz ebenso betrachteten übrigens auch noch andere Forscher diese ehemalige Bergbildung im Riesgebiete als etwas Gegebenes, Notwendiges. Schon GÜMBEL hatte einen hohen Berg über dem heutigen Riesgebiete angenommen, der dann später in die Tiefe gestürzt sei; allerdings nicht entstanden, wie andere Autoren das meinten, durch Aufpressung, sondern nur durch Aufschüttung in Gestalt eines echten Stratovulkanes. KOKEN war gleichfalls von der Annahme einer Bergbildung ausgegangen. Wir waren zur gleichen Ansicht gelangt. W. KRANZ endlich hatte dieselbe Vorstellung gewonnen, und sogar einen bis zu der bedeutenden Höhe von 1000 m aufragenden Berg angenommen, von dem ebenfalls Abrutschungen erfolgt seien. Nur darin wich er von uns ab, daß wir die Ursache der Bergbildung in einer aufpressenden Intrusion, einem Lakkolith, sehen zu müssen glaubten, KRANZ dagegen durch Horstbildung.

Dessenungeachtet freilich bekämpfte KRANZ [1]), sich selbst damit widersprechend, die Vorstellung einer Bergbildung bei uns und suchte, wie vor ihm schon E. SÜSS, die ganzen Riesphänomene lediglich auf eine übergewaltige Explosion zurückzuführen. Wenn daher KRANZ ganz neuerdings [2]) die Vorstellung einer Bergbildung aufgibt, so ist das zunächst einmal eine zwingende Notwendigkeit für ihn, um jenen Widerspruch zu beseitigen. Zweitens aber war seine Annahme einer großen, 1000 m hohen Horstbildung inmitten des Tafelgebirges der Alb überhaupt eine Vorstellung, die so lange ganz unglaubhaft erscheint, bis nicht an einer ganzen Anzahl anderer Orte der Alb derartig tiefgehende und mit 1000 m tiefem Absinken verbundene Zerklüftungen nachgewiesen sind. Nur an einer einzigen Stelle, mitten aus der Albtafel, wird schwerlich eine solche Horstbildung herausgebrochen sein [3]).

[1]) Zentralblatt für Mineralogie, Geologie, Paläontologie 1911 und unsere Antwort ebenda 1911.

[2]) Das Nördlinger Riesproblem II.

[3]) Es geht aus dem Gesagten aber auch klar hervor, daß KRANZ in seiner Arbeit mit Unrecht behauptet, daß er auf ganz demselben Standpunkte wie E. SÜSS gestanden habe. Das war eben nicht der Fall, da er einen Horstberg annahm, E. SÜSS aber jede Bergbildung ablehnte. Erst jetzt, nachdem KRANZ sich von dem Horstberge losgesagt hat, kann er sagen, daß er den Standpunkt teile, auf dem E. SÜSS steht. Aber selbst jetzt noch besteht diese strenge Übereinstimmung lediglich dem Wortlaute nach; denn in Wirklichkeit ist der Standpunkt, d. h. ist die Anschauung, auf der E. SÜSS fußt, eine ganz andere als die, auf der KRANZ aufbaut. E. SÜSS steht auf dem Boden der Aufschmelzhypothese, bei welcher der Betrag der Aufpressung, wie

Wenn nun so verschiedene Forscher das Bedürfnis zu der Annahme gefühlt haben, daß an der Stelle des heutigen Rieskessels zuvor die Bildung eines Berges sich vollzogen habe, so muß das natürlich seine sehr triftigen Gründe gehabt haben. Wir hatten deren fünf: Gemeinsam überzeugend war allen genannten Autoren wohl die überaus auffallende Tatsache, daß unten im Rieskessel der Granit, der den Boden desselben bildete, bis zu ca. 200 m höher lag, als er eigentlich liegen durfte; denn rings um den Rieskessel, unter der Alb, liegt er ca. 200 m weniger hoch als im Kessel selbst. Hierin schien also offenbar allen Autoren, welche sich eingehender mit dem Ries beschäftigt hatten, der zweifellose Beweis einer ehemaligen Bergbildung zu liegen.

Daß der Granit hier unten im Kesselboden in Wirklichkeit gar nicht anstehend, sondern wurzellos, überschoben sei, konnte niemand ahnen und wagte auch niemand anzunehmen. Erst durch ein tiefes Bohrloch ist das jetzt erwiesen worden; und es ist wohl recht wahrscheinlich, daß diese Wurzellosigkeit für alle Granitvorkommen unten im Rieskessel gilt.

Für uns kam indessen noch ein zweiter Grund hinzu: Das Innere des nahegelegenen Steinheimer Beckens zeigte ebenfalls eine Hebung; denn dort ist im Zentrum des Beckens der Dogger bis in das Niveau des Malm gehoben, so daß er auf solche Weise einen Berg bildet. Nach dem aber, was uns nun das Bohrloch bei Nördlingen im Ries zeigt, kann man jetzt auch auf das Steinheimer Becken zurückschließen und damit auch diesen Beweis für hinfällig halten. Man wird daher jetzt auch diese kleine „Aufpressung" im benachbarten Steinheimer Becken, durch die der Dogger in das Niveau des Malm hinaufgeschoben ist, vielleicht nicht mit Unrecht ebenfalls als einen durch Vereinigung von schwacher Aufpressung mit einer Kontaktexplosion entstandenen Vorgang zu erklären haben, durch den die Dogger-Scholle des Klosterberges viel-

---

ich auf S. 278 zeigte, infolge von Intrusionsbildung ein sehr viel geringerer ist als bei der Aufsteiglehre, bei welcher auch Spalten nicht nötig sind, da die Gase sich durchschmelzen sollen. KRANZ aber, wenn er das auch nirgends direkt ausgesprochen hat, ist offenbar begeisterter Anhänger der Aufsteighypothese; denn hier werden ja, im Gegensatz zur Aufschmelzlehre, von den Autoren meist präexistierende Spalten als erforderlich zum Aufsteigen betrachtet. KRANZ nun ist, wie seine mehrfachen Angriffe auf meine Arbeiten über die Spaltenlehre der Vulkane beweisen, ein begeisterter Anhänger der Notwendigkeit präexistierender Spalten, folglich muß er auch ein Anhänger der Aufsteig- und damit ein Gegner der Aufschmelzhypothese sein. Das erscheint mir wenigstens als logische Notwendigkeit.

leicht auch auf untere (unsichtbare) Malmschichten geschoben worden wäre.

Für das Mitwirken einer Explosion auch dort, im Steinheimer Becken, spricht die „Vergriesung“ (S. 255) des Malmkalkes in der Peripherie des Beckens[1]).

So sind allerdings diese beiden Beweise, welche uns für die Notwendigkeit der Annahme einer Aufpressung des Riesgebietes zu sprechen schienen, hinfällig. Indessen es bleiben, wie ich im folgenden zeigen werde, noch genug andere Gründe übrig, aus denen eine Aufpressung mit Sicherheit hervorgeht. Es ist auch nicht zu vergessen, daß die abnorme Höhenlage des Granites im Boden des Rieskessels zwar nicht mehr ein Beweis **für** eine stattgefundene Aufpressung ist, daß sie aber auch keineswegs ein Beweis **gegen** eine solche sein muß:

Die Überschiebung des Granites auf Keuper im Boden des Rieskessels läßt sich ja ganz ungezwungen durch die von uns[2]) angenommene große Explosion erklären, die, im Granit vor sich gehend (in dem der Lakkolith steckte), Teile dieses auf den Keuper geschoben hat, ganz ebenso wie sie die anderen Überschiebungen mit hervorrief. Bei der Beschaffenheit des emporgepreßten Albteiles, der im zentralen Teile ein weites Erosionsgebiet besaß (s. hier S. 255), mußten natürlich Überschiebungen nicht nur nach außen hin, sondern auch nach innen hin, ebenso also auch auf dem Boden dieses inneren erodierten Gebietes möglich sein.

Ob dieser Teil der Alb nun gleichzeitig auch noch gehoben oder ob er in der ursprünglichen Lage verblieben war, mit anderen Worten ob die Explosion in größerer oder geringerer Meereshöhe erfolgte, war für ihre Wirkung absolut bedeutungslos. Es läßt sich daher die durch das Bohrloch bei Nördlingen erwiesene Wurzellosigkeit des Granites im Boden des Rieskessels **genau** ebenso durch die von uns angenommene Explosion in **gehobenem** Gebiete wie durch KRANZ's Explosion im **ungehobenen** Gebiete erklären. Ein größeres Maß von Wahrscheinlichkeit für die KRANZsche Ansicht, nur auf Grund des Nachweises der Wurzellosigkeit des Granites im Rieskessel, besteht durchaus nicht.

[1]) Wie klein dasselbe gegenüber dem Ries ist, geht aus Tafel II in unserem „Das vulkanische Ries bei Nördlingen“ hervor, wo links unten zum Vergleiche das Steinheimer Becken eingezeichnet ist.

[2]) In Vorries, S. 14, 32.

Wenn nun aber auch dieser vermeintliche Beweis für die Emporpressung des Riesgebietes hinfällig wird und damit vielleicht auch der Analogiebeweis, der aus dem Steinheimer Becken gewonnen war, so bleibt doch noch die Zahl von fünf anderen Gründen, welche das Vorhandensein einer flach gelegenen Intrusionsmasse unter dem Ries dartun:

Einmal beweisen die an zahlreichen Stellen des Riesgebietes erfolgten trachytischen Eruptionen über Tage, daß ein Schmelzherd in der Tiefe gewesen sein muß.

Zweitens hat HAUSSMANN nachgewiesen, daß unter dem Ries ein eisenreiches basisches Gestein im Granit liegen muß, da sich nur so die magnetischen Abweichungen des Riesgebietes erklären lassen. Daß dies derselbe Schmelzherd war wie der soeben erwähnte, kann kaum zweifelhaft sein, weil nach SAUERs Untersuchungen das durch Eruption Geförderte trachytisch, saurer ist, was durch Einschmelzen von Granit erklärt wird.

Drittens ist in jüngster Zeit ein eisenreiches, körniges basaltisches Gestein am Flochberg gefunden worden, das nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. SCHNEIDERHÖHN[1]), Assistent am mineralogischen Institut in Berlin, mit großer Wahrscheinlichkeit ein junges Gestein, ein limburgitischer Basalt ist. Das wäre dann als ein Stück der Intrusionsmasse, bzw. von einer Apophyse derselben, anzusehen, das losgerissen und bei den Explosionen mit emporgeschleudert worden wäre. Ich gebe unten das Nähere darüber.

---

[1]) „Der vorherrschende Gemengteil des Gesteins ist ein blaßvioletter Titanaugit, der recht gut idiomorph ausgebildet ist. Er ist schwach pleochroitisch, und öfters zonar gebaut, derart, daß die intensiver gefärbten Schalen außen liegen, wie es z. B. auch oft in hessischen Basalten der Fall ist. Nächst ihm erscheint in etwas geringerer Menge, aber in größeren Körnern Olivin. Er ist ebenfalls gut idiomorph und, wie überhaupt das ganze Gestein, noch recht frisch. Ebenfalls sehr reichlich finden sich Erze, und zwar nur Magnetit. Ilmenit konnte nicht nachgewiesen werden. Die Zwischenräume zwischen den Augitleisten und den Olivinkörnern nimmt, der Menge nach sehr zurücktretend, Plagioklas ein, der also als letzter Gemengteil allotriomorph auskrystallisierte. Er ist ein sehr basischer Bytownit. Farblose, frische Glasmasse konnte nur an einer kleinen Steile nachgewiesen werden.“

„Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, mit leisem Anklang an eine intersertale Struktur. Nach Mineralbestand, Struktur und Erhaltungszustand ist das Gestein wahrscheinlich als „Limburgitischer Basalt“ zu bezeichnen, der mit manchen basaltischen Gesteinen des Vogelsberges und von Niederhessen eine große Ähnlichkeit hat. Insbesondere hat das Gestein von Kalsmunt bei Wetzlar, dessen Dünnschliff ich Herrn Professor KAISER verdanke, große Ähnlichkeit mit dem Ries-

Viertens ist durch die Tatsache, daß überhaupt Kontaktexplosionen entstehen konnten, bis zur Zweifellosigkeit erwiesen, daß ein Magmaherd, also eine Intrusionsmasse, sich unter dem Riesgebiete eingenistet haben **muß**; denn eine Kontaktexplosion ist eben nur möglich, wenn ein Magmaherd vorhanden ist, der das Wasser plötzlich in Dampf verwandelt.

Fünftens endlich ist durch die Tatsache der Kontaktexplosionen ebenso bis zur Zweifellosigkeit erwiesen, daß — wie wir von Anfang an gesagt haben — dieser Magmaherd sehr flach unter der Erdoberfläche sich eingenistet haben und nun nach der Erstarrung liegen muß.

Eine tief gelegene Intrusionsmasse wird freilich ebenfalls Explosionen von Wasserdampf erzeugen können. Aber infolge der dann übergroßen Mächtigkeit des Hangenden wird letzteres weder in die Luft geblasen, noch zur Seite geschoben werden können; hier wird die Folge der tiefgelegenen Explosion nur in „magmatischen Erdbeben“ (S. *251*) bestehen. Nur dann, wenn die Intrusivmasse, also die Explosionen sehr flach liegen, können letztere eine Zerschmetterung bzw. Verschiebung von Schollen an der Erdoberfläche bewirken.

Aber ein Einwurf könnte vielleicht versucht werden gegen den zweiten der obigen fünf Gründe, daß ein basischer Lakkolith in der Tiefe unter dem Ries liege: Man könnte einwerfen, daß zwar aus HAUSMANNS Untersuchung über die magnetischen Abweichungen im Ries zweifellos das Vorhandensein einer großen basischen Gesteinsmasse unter dem Ries erwiesen sei; daß aber diese Masse nicht notwendig durch Intrusion in den Granit zu tertiärer Zeit gelangt sein müsse, sondern daß sie ja auch durch Differenziation innerhalb des Granitmagmas, also schon zu paläozoischer Zeit, enstanden sein könne. Womit dann natürlich die mit einer Intrusion Hand in Hand gehende Volumvermehrung hinfällig sein würde.

Allerdings besteht das Urgebirge unter dem Ries, wie wir es aus seinen zahlreichen Bruchstücken in der Bunten

gestein. Das Mengenverhältnis und die Art der auftretenden Mineralien sind dieselben. Ein Unterschied besteht darin, daß das Gestein von Kalsmunt mehr, und zwar z. T. entglastes, gekörntes Glas enthält, daß infolgedessen die Titanaugite größere Idiomorphie zeigen und auch oft etwas sphärolithisch angeordnet sind.“

„Wie ja von zahlreichen Basalten bekannt ist, sind das kleinere Unterschiede, die oft sogar innerhalb ein und derelben Gesteinsmasse auftreten. So z. B. an dem Gestein von Homberg a. d. Ohm, das A. SCHWANTKE, N. Jahrbuch, Beil., Bd. XVIII, beschrieben hat.“

Breccie kennen, nicht nur aus Gneisen, Graniten, krystallinen Schiefern, sondern auch aus basischeren Gesteinen, Gabbro und Diorit, wie LÖFFLER neuerdings zeigte[1]). Aber demgegenüber frage ich:

Wie kommt es, daß die magnetischen Anomalien gerade nur im Gebiete des Rieskessels sich zeigen, daß also die angebliche palaeozoische Differenziation zufälligerweise gerade da in der Tiefe stattgefunden haben sollte, wo oben darüber später der Rieskessel sich gebildet hat?

Wie kommt es, daß unter einem zweiten, relativ benachbarten Kessel, dem Steinheimer Becken, ebenfalls zufälligerweise eine Differenziation des Granitmagmas in paläozoischer Zeit stattgefunden haben soll?

Auch im Steinheimer Becken haben wir ja magnetische Abweichungen, die das Vorhandensein einer eisenreichen, basischen Gesteinsmasse in der Tiefe verraten.

Wie sollte also an zwei nicht weit voneinander entfernten Orten zufällig in paläozoischer Zeit im Granitmagma eine basische Ausscheidung gerade da erfolgt sein, wo Millionen von Jahren später, in miocäner Zeit, an der Erdoberfläche dann je ein Kessel sich bildete, je eine Aufpressung erfolgte, bzw. je eine Explosion entstand?

Ein solches Zusammentreffen wäre das Unwahrscheinlichste, was man sich denken könnte.

Nun haben wir an der einen dieser beiden Örtlichkeiten, im Rieskessel, die unwiderleglichen Beweise dafür, daß ein miocäner Schmelzfluß dort in die Höhe gestiegen ist; denn wir haben dort an einer ganzen Anzahl von Stellen Eruptionen, die aus einem in der Tiefe darunter liegenden Magmaherde entstammen.

Wir haben ferner im Steinheimer Becken ebenfalls den zweifelhaften Beweis dafür, daß in miocäner Zeit in der Tiefe Schmelzfluß aufgestiegen sein muß, wenn er auch nicht bis an die Tagesfläche gelangte. Denn die Emporhebung der Doggerscholle im Boden des Beckens ist ganz notwendig entweder die Folge der Aufpressung durch eine Schmelzmasse oder die Folge einer Kontaktexplosion durch eine Schmelzmasse (S. 257).

Wir haben also an beiden nicht weit voneinander entfernten Orten die zweifellosen Beweise dafür, daß zu tertiärer Zeit Schmelzfluß aufgestiegen war, der sich differenzierte.

[1]) Zusammensetzung des Grundbebirges im Ries. Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 68, Stuttgart 1912, S. 107—154.

Folglich ist es doch das Wahrscheinlichste, daß dieser Schmelzfluß es war, der die Kesselbildungen (durch späteres Absinken (s. S. 249 VII) hervorrief und die magnetischen Abweichungen bedingte.

Wenn aber das der Fall ist, dann ist es auch ebenso wahrscheinlich, daß dieser Schmelzfluß in beiden Fällen Intrusionsmassen unter den beiden Kesseln bildet. Intrusionsmassen aber sind mit Emporpressung notwendig verknüpft.

Meiner Ansicht nach sind die obigen fünf Beweise für das Vorhandensein einer flach gelegenen Intrusivmasse unter dem Riesgebiete zwingend. Ist dem aber so, dann sind auch weiter zwingend die Folgerungen, die sich daraus ergeben: Zunächst einmal die Notwendigkeit, daß eine Aufpressung und Bergbildung an der Erdoberfläche erfolgt sein muß, wie sich aus Abschnitt A sub I, II, III ergibt. Sodann die Notwendigkeit, daß die sub VI, VII, VIII, IX besprochenen Folgewirkungen der Aufpressung sich eingestellt haben müssen.

Demgegenüber steht nun die von W. Kranz vertretene, schon vordem von E. Süss ausgesprochene Ansicht, daß keine Aufpressung erfolgt sei.

Ich will nun diese beiden sich gegenüberstehenden Anschauungen, durch welche die Riesphänomene ihre ursächliche Erklärung finden sollen, so genau und so objektiv wie möglich prüfen, indem ich das Bild, das jeder derselben zugrunde liegt, eingehend darlege. Es genügt nicht das kurze Schlagwort: „Hier bloße Explosion, „dort Aufpressung und Explosion", sondern, um ein Urteil zu ermöglichen, muß jedes derselben bis in seine letzten Konsequenzen hinein durchdacht und dargelegt werden.

Der Gegensatz der beiderseitigen Anschauungen liegt also darin, daß wir eine Emporpressung des Gebietes (Bergbildung) und aus dieser Emporpressung folgende Explosionen — also Explosionen im **gehobenen** Gebiete — annehmen, Kranz dagegen nur eine übergewaltige Explosion im **un**gehobenen Gebiete. Das ist der Gegensatz.

Wenn Kranz dagegen am Schlusse (S. 65) seiner Arbeit diesen Gegensatz in die Worte zusammenfaßt: „Die Riesphänomene würden sich also durch die (Kranz') Sprengtheorie erklären lassen, während der (unser) Riesberg manches deutet, vieles aber schwer und unverständlich läßt", so gibt diese Formulierung ein völlig unrichtiges Bild unserer Anschauung. Bei solcher Darstellung werden ja die großen und die mehr-

fachen kleineren Explosionen unserer Erklärung von KRANZ[1]) völlig zum Verschwinden gebracht!

Auch auf S. 60 seiner Arbeit spricht KRANZ nur von unserer „Riesbergtheorie". Wenn man den Gegensatz zweier Anschauungen durch kurze Schlagworte kennzeichnen will, so muß das in richtig kennzeichnenden Worten geschehen. Will man das hier tun, so steht KRANZ' Sprenghypothese unserer „Hebungs-Sprenghypothese" gegenüber. Ich werde, um möglichst sachlich zu sprechen daher diese Bezeichnungen anwenden.

Unserer „Hebungs-Sprenghypothese" über den Verlauf der Dinge liegt also zugrunde das Bild eines durch die Intrusionsmasse, den Lakkolith aufgepreßten großen Gebietes von 25 km Durchmesser mit einer durch die Erosion bereits stark gegliedert gewesenen Oberfläche. Die Folge einer gewaltsamen Emporpressung eines solchen Gebietes liegt auf der Hand. Eine vollständige Zerklüftung und Zerbrechung des Gebietes, so daß es von zahlreichen teils flacheren, teils tief hinabreichenden, weit klaffenden Spalten durchfurcht wurde. Alle unterirdischen und oberirdischen Wassermassen dieses Gebietes konnten infolgedessen schnell und ungehindert in die Tiefe, in die Nähe des heißen Lakkolithes dringen — teils von oben aus dem mit Höhlen durchsetzten Malm, teils vielleicht auch aus einem mehr zentralen See, also an verschiedenen Stellen von verschiedenen dieser Orte her, was doch das wahrscheinlichste ist. Daher dann Explosionen an mehrfachen Orten, kleinere im Vorries, die Vergriesungsgebiete schufen, größere und größte im Ries, die dort zum Teil den Kessel schufen, indem sie seinen ehemaligen Inhalt auf die Alb und in das Vorries abfahren ließen und schoben, und die, wie jetzt durch das Bohrloch bei Nördlingen erwiesen ist, auch die oberen Partien des Granites über den Keuper schoben und vielleicht auch im Steinheimer Becken den Dogger überschoben (S. 255 u. 257).

Das Bild das unserer Anschauung zugrunde liegt, zeigt uns ferner, daß die ungeheuren Gesteinsmassen, die heute überschoben oben auf der Alb liegen, von dem erhöhten, bergigen Gebiete natürlich sehr leicht abwärtsfahren konnten,

[1] W. BRANCA: Ein Wort über die Ries-Hypothesen. Jahreshefte und Mitteilungen des Oberrhein. geolog. Vereins. N. F. Bd. III, Heft 1, S. 87—88.

sobald sie durch die Explosion den Anstoß erhielten; denn die Bewegung ging hier eben hinab.

Endlich aber zeigt uns unser Bild, daß diese Explosionen gegenüber dem vielfach zerbrochenen, tief zerklüfteten, gehobenen Gebiete leichtestes Spiel hatten. Alle diese großen Schollen und Gesteinsmassen brauchten durch die Explosionen nicht erst aus dem felsenfesten Gesteinsverbande herausgebrochen zu werden, denn sie waren ja bereits durch die Emporpressung herausgebrochen und gelockert.

So liegt dieser von uns gegebenen Erklärung ein Bild zugrunde, in dem die Entstehung der Explosionen und die Bewerkstelligung der Überschiebung auf die möglichst leichteste Art und Weise geschehen konnte.

Diametral entgegengesetzt und schwierig liegen die Dinge bei dem Bilde, welches der „Sprenghypothese" der Ursache der Riesphänomene zugrunde liegt. In seiner Zeichnung wie mit Worten verneint KRANZ jegliche Aufpressung; damit beraubt er sich aber aller oben aufgezählten Folgewirkungen einer Aufpressung, durch die der Vorgang so leicht verständlich wird.

Nach der Sprenghypothese soll also dort in der Tiefe unter der Alb eine phreatische[1]) Explosion stattgefunden haben, die aber von ungeheurer Stärke gewesen sein müßte, da sie ganz allein so ungeheure Wirkungen vollbracht haben soll! Das ganze, ca. 25 km im Durchmesser besitzende Gebiet, in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, soll ja durch eine im Zentrum in der Tiefe erfolgte riesige Explosion radial nach allen Richtungen hin herausgeschoben und auf die rings umgebende Albhochfläche hinaufgeschoben worden sein. Natürlich auf schrägen Flächen, so daß ein ganz flacher, umgekehrter Kegel sich ergeben würde.

Ganz wie die unsrige, so hat also auch diese Erklärung eine Kontakt-Explosion[2]) im Auge, nur daß diese hier unvergleichlich viel stärker als die unsere gewesen sein müßte; denn während bei unserer „Hebungs-Sprenghypothese" alles bergab geschoben wird, müßte bei der „Sprenghypothese" der

---

[1]) E. SÜSS wählte den Ausdruck von *φρεας*-Brunnen; also Explosion unterirdisch gesammelter Wassermassen.

[2]) Wie ich eine solche plötzliche Verwandlung von Wasser in Dampf durch eine Schmelzmasse genannt hatte, weil es sich hier um eine Kontaktwirkung handelt, ganz wie bei anderen Kontakterscheinungen im Hofe eines Tiefengesteines. „Wesen und Wirkungen der Erdbeben." Berlin 1901. Universitäts-Programm.

ganze ungeheure Gesteinsinhalt dieses flachen Trichters bergauf geschoben werden. Während dort das Herausbrechen und das Zerbersten dieser ungeheuren Schichtenmasse durch die Kraft des aufpressenden Lakkolithes besorgt wird, müßte das hier ganz allein durch die Kraft der Explosion geschehen. Während dort endlich das ganze Gebiet durch die Aufpressung bis tief hinab zerklüftet wird, so daß auf klaffenden Spalten die Wasser leicht in die Tiefe gelangen können, um überhaupt die Explosion möglich zu machen, fehlt hier die Erfüllung dieser conditio sine qua non einer Kontakt-Explosion, die Spaltenbildung, vollständig.

In dem Bilde, das wir uns gemacht haben, vollzieht sich also alles verhältnismäßig leicht, in dem Bilde, das sich KRANZ gemacht hat, unendlich viel schwerer. Um jene conditio zu beschaffen, ist letztere Erklärungsweise nun gezwungen, die Spalten „durch tektonische oder vulkanische Erdbeben" plötzlich entstehen zu lassen. Prüfen wir:

„Erdbeben." Gewiß, durch ein solches werden Spalten erzeugt, und namentlich in welligem oder bergigem Gelände, da wo die Gesteinsmassen und -schichten an den Gehängen abreißen und zu Tale rutschen können, da öffnen sich breite Spalten, wohl bis zu 100′ Tiefe. Aber was will das sagen gegenüber den tatsächlichen Verhältnissen des vorliegenden Falles, wo die klaffenden Spalten sich mindestens 1000 bis 2000 m tief, bis in die Nähe des Lakkolithes hinab, weit geöffnet haben mußten.

Welches Erdbeben hätte je bis in solche Tiefe hinab weit klaffende Spalten erzeugt; denn auf das Klaffen kommt es hier an.

Erdbeben als Ursache der nötigen Spalten anzunehmen, erscheint mir somit als ein völlig aussichtsloser Erklärungsversuch. Aber es kommt hier nicht darauf an, dem wissenschaftlichen Gegner die Unmöglichkeit seiner Behauptung nachzuweisen, sondern objektiv abzuwägen.

Erdbeben sind nur Wirkungen, sie können unmöglich die Ursache gewesen sein. Also die Erdbeben haben selbst eine Ursache, und es fragt sich, ob diese die Veranlassung zur Bildung so tiefer und klaffender Spalten gewesen sein könnte.

KRANZ spricht von „tektonischen" Beben. Es ist mithin zu prüfen, ob etwa in tektonischen Vorgängen die Ursache gesucht werden dürfte. Ich halte das hier für sehr unwahrscheinlich. Ist denn irgend ein Anhalt für die Annahme vor-

handen, daß in jungmiocäner Zeit der Gebirgsdruck gerade diesen Teil der Alb so stark zerklüftet hat, und daß er — die Hauptbedingung — so weit klaffende Spalten geschaffen hat, daß das Wasser schnell in die Tiefe gelangen konnte? Meiner Ansicht nach liegt dafür kein Anhaltspunkt vor; und KRANZ selbst unterstützt mich in dieser Auffassung! Hat er sich doch soeben völlig losgesagt von seiner früheren Erklärung, daß das Riesgebiet als Horst, d. h. infolge von Zerklüftung durch Gebirgsdruck, entstanden sein sollte.

Aber KRANZ spricht auch von „vulkanischen Beben". Es fragt sich somit, ob etwa die Eruptionen des Riesgebietes so gewaltige Spaltenbildungen erzeugt haben könnten. Ich wüßte nicht, daß mit Eruptionen eines Vulkanberges oder gar kleinerer vulkanischer Ausbruchsstellen — nur um letztere handelt es sich beim Ries — jemals eine Bildung so tiefer, klaffender Spalten verbunden gewesen wäre; oberflächlicher Spalten wohl, aber so tief hinabsetzender nicht.

Wohl aber könnte die Ursache dieser Spaltenbildung in kryptovulkanischen, in magmatischen Vorgängen zu suchen sein, die ja ebenfalls Erdbeben erzeugen. Also an magmatische Beben müßte man denken[1]).

Damit wären wir dann aber bei unserem Lakkolith als Ursache sowohl des Bebens als auch der Spaltenbildung angelangt; denn selbstverständlich mußten mit dem Vorgange der Aufpressung und Zerspaltung des gehobenen Riesgebietes bis tief hinab ganz ungeheure Erderschütterungen vorhanden sein (s. hier S. *251*).

Man sieht somit, daß, wenn die „Sprenghypothese" ein so übergewaltiges „vulkanisches" Erdbeben als Ursache der Entstehung so tiefer, klaffender Spalten voraussetzt, daß das nur ein kryptovulkanisches sein könnte, daß also KRANZ, ohne sich dessen bewußt zu sein, für unsere Vorstellung eintritt; denn hier kann als wirkliche Ursache des Bebens nur unser aufpressender Lakkolith namhaft gemacht werden. Niemand wird doch ernstlich glauben wollen, daß die verhältnismäßig armseligen Eruptionserscheinungen, wie sie im Riesgebiete in Tuff- und Schlacken-Auswürfen sich kundgegeben haben, die Ursache eines so ungeheuer-

[1]) W. BRANCA: Erdbeben. Deutsche Revue. Verlagsanstalt Stuttgart 1911. Vgl. auch das Referat darüber im Zentralblatt für Geologie und Paläontologie von KEILHACK 1913.

lich wirksamen „vulkanischen“ Bebens gewesen sein könnten. Dazu bedurfte es einer ganz ungemein viel bedeutenderen Ursache: und diese kann dann nur unser Lakkolith sein.

Es ergibt sich also klar, daß, sobald man unsere Emporpressung ausschaltet und nur Explosion gelten lassen will, man keine genügende Ursache tiefer und klaffender Spaltenbildung zur Verfügung hat, welche die conditio sine qua non für diese Explosion ist.

Indessen einem solchen von jeder Emporpressung absehenden Erklärungsversuche stellt sich noch eine andere erhebliche Schwierigkeit in den Weg: Das ist die für eine solche Hypothese absolut notwendige Konzentration aller Wassermassen in dem zentralen Teile des Riesgebietes. Wenn lediglich durch eine einzige riesige Explosion ein Gebiet von 25 km Durchmesser aus der Tiefe von mehreren hundert Metern radial heraus- und auf die Alb hinaufgeschoben werden sollte, dann mußte das ganze explodierende Wasser gewissermaßen an einem Punkte, also im zentralen Gebiete, konzentriert und dort plötzlich in die Tiefe, dem Schmelzfluß entgegengebracht werden.

Woher wäre nun dort eine solche Konzentration entstanden?

Kranz hat freilich ein kleines Modell von 3 m Durchmesser mauern lassen, im Zentrum dieses dann Schwarzpulver als schiebenden Sprengstoff vermauert, diesen zur Explosion gebracht und nun schiebende Wirkung dabei beobachtet.

So interessant auch jeder derartige kleine Versuch in der Geologie ist, so sollte man sich doch hüten, ihn ohne weiteres für beweisend für Naturgeschehnisse anzusehen. Meiner Ansicht nach beweist dieser Versuch für die Entstehung des Rieskessels nicht nur gar nichts, sondern es war auch a priori ausgeschlossen, daß er etwas dafür beweisen konnte. Er beweist nur, daß man mit Hilfe gewisser Sprengmittel eine schiebende Wirkung ausüben kann.

Aber dazu bedurfte es keines Beweises. Schon in meiner Arbeit über das Vorries [1]) habe ich auf den Unterschied zwischen brisanten, also zerschmetternden und mehr nur schiebenden Sprengmitteln hingewiesen, der allen mit Sprengübungen Vertrauten eine längst bekannte Sache ist. Neues in dieser Beziehung war mithin durch einen Versuch auf keine Weise zu erwarten.

Für das Ries beweist dieser Versuch nichts; denn wenn ein Experiment beweisende Kraft haben soll, so müssen in

[1]) S. 32, 33.

ihm alle diejenigen Bedingungen erfüllt werden, welche in der Natur bei dem zu untersuchenden Objekte obwalten. Wenn dagegen in dem Experimente — und das ist hier der Fall — ganz andere Bedingungen obwalten als in der Natur, dann hat es als Beweismittel keinen Wert. Bei dem Modell wurde 1. die ganze Masse des Sprengmittels an einem Punkte konzentriert; wurde 2. das Zentrum dazu ausgewählt; wurde 3. das Sprengmittel vermauert, also fest eingekapselt; wurde 4. eine genügend große Masse des Sprengmittels genommen.

Beim Ries aber lagen alle diese Dinge nicht so. Weder war eine so gewaltige Wassermasse vorhanden, noch war das Wasser im Zentrum vereinigt, noch war es fest eingekapselt, noch wirkt Wasserdampf **immer** schiebend.

Man stelle sich das Kalkgebirge der Alb vor. Oben die Malmkalke, in denen allein unterirdische Wasseransammlungen sich finden können. Darunter die ton- und sandsteinreichen Dogger-Lias-Keuperbildungen: darunter der Granit. Wie sollen die relativ wenigen[1]), getrennt voneinander liegenden Wassermassen in den unterirdischen Höhlen und Bächen des Malm an Masse genügen, um eine so ungeheuer große Wirkung auszuüben? Wie sollten sie sich plötzlich im zentralen Teile des Riesgebietes vereinigen? Da bei der „Sprenghypothese“ die Spalten fehlen, auf denen das Wasser rasch in die Tiefe laufen konnte, so konnten diese isolierten Wassermassen bei einer Explosion höchstens die Malmkalke, in denen sie sitzen, beseitigen.

Wir werden doch unmöglich annehmen dürfen, daß in dem damaligen, jetzt evakuierten Riesgebiete **mehr** Höhlen und unterirdische Bachläufe, also größere Wassermassen vorhanden gewesen seien, als das heute durchschnittlich der Fall ist. Ganz im Gegenteil, es müssen damals, zur Zeit der Riesentstehung, **weniger** als heute vorhanden gewesen sein, wie eine einfache Überlegung[1]) sogleich zeigen wird.

---

[1]) Man betrachte den Steilabfall der Alb, der uns ja einen Aufschluß von gigantischer Längserstreckung darbietet, wie ihn der Geologe größerer kaum wünschen kann. Keine Höhle, kein unterirdischer Wasserlauf, welche in diesem Aufschluß münden — also kein senkrecht oder schräg zum Steilabfall laufender — können unserem Blicke entgehen. (Nur die parallel demselben verlaufenden, oder die noch nicht bis zum Steilabfall hindurchgefressenen könnten verborgen bleiben.) Aber wie armselig wenige kennen wir gegenüber der Masse der Albtafel.

Diese **jetzigen** Hohlen und Wasserläufe im Jurakalkgebirge sind aber das Werk der auflösenden Tätigkeit des Wassers seit der langen Zeit von der Hebung an, also seit aller oberster Jurazeit (die bekanntlich in der Alb keine Ablagerungen mehr hinterlassen hat), oder sagen

Diese verhältnismäßig kleinen Wassermassen können wohl hingereicht haben, um an getrennten Orten die große sowie die kleineren Explosionen zu erzeugen, wie wir sie bei unserer „Hebungs-Sprenghypothese" benötigten und annahmen[1]), zumal diese die dazu nötigen Spalten, um das Wasser in die Tiefe zu leiten, zur Verfügung hat. Wie aber sollten diese isolierten Wassermassen hingereicht haben, eine so übergewaltige Explosion zu erzeugen, wie sie nötig gewesen wäre, um den Inhalt eines Kessels von ca. 25 km Durchmesser mehrere hundert Meter hinauf auf die Alb zu schieben, zumal da bei dieser Sprenghypothese die nötigen Spalten fehlten?

Doch nicht nur die große dazu nötig gewesene Wassermenge, sondern auch die in der Mitte des Riesgebietes nötig gewesene Vereinigung aller dieser kleineren voneinander getrennten Wassermassen zu einer einzigen bereitet unüberwindliche Schwierigkeiten. Die Spalten hätten ja mehr oder weniger radial zum mittleren Teile des Riesgebiets hin verlaufen sein müssen — eine Annahme, die völlig in der Luft schweben würde. Wenn sie das nicht taten, dann konnte es ja gar nicht zu einer zentralen Vereinigung der getrennten Wassermassen kommen!

Nun kann man freilich in dem zentralen, stark erodiert gewesenen Gebiete des Rieses außer jenen unterirdischen Wasser-

---

wir rund seit Beginn der Kreidezeit. Folglich müssen in obermiocäner Zeit, als die Riesexplosionen erfolgten, erst weniger Hohlräume gebildet gewesen sein als heutzutage.

Ja, die Sache lag vielleicht damals noch ungünstiger: Es ist bekanntlich eine auffallende Erscheinung, daß wir in der Alb wie in manchen anderen Kalkgebirgen wohl Spalten und Höhlen erfüllt mit diluvialem Höhlenlehm und diluvialen Tierresten finden, nicht oder wenig aber mit tertiären oder gar noch cretaceischen Tierresten. Wie ist das zu erklären? Entweder muß man folgern, daß fast alle in tertiärer und cretaceischer Zeit entstandenen Höhlen und unterirdischen Wasserläufe mit den sie einschließenden Schichten fast spurlos abgetragen, der Erosion zum Opfer gefallen seien, so daß also die jetzt vorhandenen wesentlich erst seit diluvialer Zeit entstanden wären. Das ist wenig glaublich. Oder man muß folgern, daß zur Zeit der Riesbildung erst sehr viel weniger Höhlen usw. sich gebildet hatten, weil ja das Wasser damals noch nicht so lange wie heute auf das Gebirge eingewirkt hatte.

Die Sache liegt ziemlich unklar; denn der Zeitraum vom Beginn der Hebung am Ende der Jurazeit bis zum Obermiocän, der Zeit der Riesentstehung, war offenbar ganz unvergleichlich viel länger als der vom Obermiocän bis heute.

Auf jeden Fall können, wie gesagt, in obermiocäner Zeit nicht mehr, sondern eher nur weniger Höhlen und unterirdische Wasserläufe als heute im Albkörper gesteckt haben.

[1]) Vorries, S. 14, 32, 36.

massen auch noch die Ansammlung einer größeren Wassermasse in Form eines offenen Wasserbeckens annehmen, dessen Inhalt sich dann auf offenen Spalten schnell nach der Tiefe hin entleert hätte. Ich selbst habe ja schon die Möglichkeit der Ansammlung einer solchen Wassermasse betont. Aber man stelle sich doch einmal nüchtern vor, was erfolgen mußte, wenn plötzlich klaffende Spalten auf dem Boden dieses Wasserbeckens aufrissen, auf denen das Wasser in die Tiefe strömte. Entweder verschwand das ganze Wasser in den tiefen, klaffenden Spalten, so daß das Wasserbecken leer lief. In der Tiefe der Spalten verwandelte sich das Wasser in Dampf und schoß den oberen Teil der Wassersäulen in die Luft, oder es verblieb ein Teil des Wassers im Becken, dann würden durch diese Wassermassen hindurch Dampfmassen in die Höhe geblasen sein. Nach oben hin war ja der Widerstand so unendlich viel geringer als nach den Seiten hin, daß das explodierende Wasser seine schiebende Kraft nach den Seiten hin wenig ausüben konnte.

Was wäre denn geworden, wenn KRANZ bei seinem kleinen Modell das Schwarzpulver, anstatt es in der Tiefe zu vergraben und fest einzukapseln, unter leichter Bedeckung oben hingelegt hätte? Es wäre natürlich nach oben hin verpufft und hätte keine schiebende Wirkung ausgeübt.

Also die Wassermassen, auf welche KRANZ seine Sprenghypothese aufbaut, sind meiner Ansicht nach ungenügend an Masse und ungenügend an Konzentration und ungenügend fest eingekapselt gewesen, um eine Riesenexplosion zu bewirken.

Nur ein anderes, von KRANZ aber gar nicht in Erwägung Gezogenes könnte gewaltige Wassermassen geliefert haben: die Juranagelfluhe, bzw. die von ihr herrührenden, durch die Überschiebungen geglätteten und gekritzten „Buchberggerölle" deuten auf die ehemalige Nähe des Molasse-Meeres. Wie nun, wenn dieses das nötige Wasser geliefert hätte, um eine riesige Explosion zu erzeugen? wie beim Rakata.

Freilich würde dazu nötig sein, daß die Explosion schon in mittelmiocäner Zeit erfolgt wäre, in welcher das Meer noch in der Nähe war. Aber KRANZ will ja gerade die Riesbildung in obermiocäne Zeit verlegt wissen, in der das Meer schon hunderte von Kilometern weit entfernt war. Indessen, ich will trotzdem einmal eine Explosion zu mittelmiocäner Zeit annehmen, denn es kommt ja hier nur darauf an, objektiv den

einen Erklärungsversuch gegen den anderen abzuwägen, nicht den Gegner ad absurdum zu führen.

Dann hätte die Sache also wie beim Rakata gelegen. Aber gerade der Rakata liefert den schönsten Beweis dafür, daß eine explodierende große Wassermasse keineswegs immer schiebend wirken **muß**, wie die „Sprenghypothese" das annimmt. Wo ist denn am Rakata auch nur eine Spur von jener schiebenden Kraft, von jenen Überschiebungen vorhanden, wie wir sie am Ries finden? Teils in die Luft geblasen, teils, und wohl zum viel größeren Teile, in den durch die Explosion geöffneten Hohlraum hinabgestürzt ist die verschwundene Masse der Insel. Die stehengebliebene Masse aber? **Senkrecht** starrt ihre 830 m hohe Abrißwand uns entgegen anstatt einer sanft geneigten Schubfläche, wie das der Fall sein müßte, wenn man den Rakata mit Recht als ein Analogon der Riesbildung im Sinne der „Sprenghypothese" betrachten könnte. Senkrecht und sanft geneigt — das sind doch diametrale Gegensätze, aus denen mit Deutlichkeit hervorgeht, daß bei der Bildung des Rakataereignisses eben gerade **nicht** an KRANZ' Fladdermine gedacht werden darf.

Beim Rakata hat also offenbar das, obgleich in ungeheuren Mengen vorhandene Wasser, der „Sprenghypothese" zum Trotz nicht schiebend, sondern zerschmetternd, hochblasend gewirkt, und dann ist der Einsturz erfolgt.

Man sieht, die Natur hat für uns im Rakata ein unendlich viel großartigeres, viel naturgetreueres, daher überzeugenderes Modell der Riesexplosion gemacht, als das KRANZsche Modell es sein konnte.

Aber die Natur hat uns noch ein zweites, oder richtiger gesagt, noch ca. 125 Modelle geliefert, die alle ausnahmslos zugunsten der von uns vertretenen Ansicht sprechen: Das sind die mehr als 125 Maarkanäle im Vulkangebiete von Urach. Durch jeden einzelnen von ihnen wird wiederum der Beweis erbracht, daß explodierende Wassermassen keineswegs schiebend wirken müssen, sondern daß sie durchaus brisant, zerschmetternd wirken können. Auch an keiner einzigen dieser 125 Durchbruchsröhren ist auch nur an einer einzigen Stelle des Umfanges ihrer Mündung eine schräge Schubfläche entstanden. Ausnahmslos haben sie senkrechte Wandungen[1], ganz wie am Rakata.

[1]) Daß aber auch hier die Explosionen durch Wasserdampf hervorgerufen wurden, diese Auffassung wird auch durch E. SÜSS ge-

Zusammenfassend möchte ich also den Inhalt der obigen Ausführungen dahin präzisieren, daß die Bedingungen, unter denen KRANZ sein Experiment anstellte, nicht den Bedingungen entsprachen, wie sie beim Ries vorhanden waren. Daß aber umgekehrt die Bedingung, unter der die Natur das gewaltige Experiment der Rakata-Explosion und die gegen

teilt. Daß Wasser nicht immer schiebend zu wirken braucht, wie aus den Uracher Kanälen sich ergebe, gibt auch KRANZ zu. (Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. 1912, S. 412.)

Daß diese Kanäle der Vulkan-Embryonen des Gebietes von Urach nicht durch die ganze gewaltige Dicke der Erdrinde, sondern nur durch den oberen Teil der letzteren hindurchgeschlagen wurden, während in der Tiefe der Schmelzfluß vermutlich auf einer großen Spalte bzw. in einem Hohlraum aufgestiegen war, das habe ich in meiner Arbeit über diese Vulkan-Embryonen gesagt und neuerdings in meiner Erwiderung auf KRANZs Angriffe wieder darauf verwiesen. (Zentralbl. f. Mineral. Geol., Paläont. 1911, S. 398). Ich habe also gar nicht angenommen, daß diese Kanäle — wie man das aus KRANZ' Worten S. 412 notwendig annehmen muß — „aus den heißen Tiefen der Erde" lediglich durch Explosionen gemacht worden seien. Ebenso wirkt es irreführend, wenn KRANZ — der im übrigen ja hier durchaus bestrebt ist, mir gerecht zu werden —, dann gleich dahinter seine eigene Ansicht mit den Worten einleitet: „Da scheint es mir doch glaubhafter", um dann aber eigentlich nur zu sagen, was ich mit anderen Worten ja nur gesagt hatte. Ich bin daher gezwungen, an dieser Stelle meine damaligen Worte nochmals zu wiederholen, um dem vorzubeugen, daß bei solchen, die meine Arbeit nicht gelesen haben, und wer könnte alle Arbeiten lesen, die Legende entsteht, ich habe ganz anderes geschrieben und vertreten, als tatsächlich der Fall ist.

In „Schwabens 125 Vulkan-Embryonen" habe ich S. 628 u. 630 gesagt:

S. 628: „Damit will ich nicht sagen, daß ich diese Beziehungen zwischen Spalten und Vulkanen als Ursache und Wirkung bestreite. Das kommt mir gar nicht in den Sinn. Ich will nur einer Verallgemeinerung dieses Satzes entgegentreten, da ich das Vorhandensein von Spalten auf Grund der im Gebiete von Urach gemachten Erfahrungen nicht als conditio sine qua non für die Entstehung von Maaren betrachten kann."

S. 630: „Wohl wird unter dem ganzen vulkanischen Gebiete von Urach in der Tiefe ein großer Hohlraum, ein Herd vorhanden gewesen sein, in welchem die Schmelzmassen sich mehr als an anderen Orten der Erdoberfläche genähert befanden, an welchem sie in einem höheren Niveau standen als anderwärts. Wohl mögen vielleicht von diesem Herde aus verschiedene klaffende Spalten nach aufwärts in die Erdrinde gegangen sein, in welchen die Schmelzmassen abermals höher steigen konnten. Wohl mögen auch diese Bruchlinien hie und da hinauf bis an die Erdoberfläche gereicht haben; trotzdem aber scheint es mir, daß diesen letzteren Teil ihres Weges zur Erdoberfläche unsere Schmelzmassen ganz vorwiegend auf Kanälen zurücklegten, welche sie sich durch ihre Gase selbst bohrten."

125 kleineren Experimente der Maarkanäle bei Urach anstellte, ganz der Bedingung entsprachen, welche die „Sprenghypothese“ voraussetzt, nämlich Vorhandensein großer Mengen explodierenden Wassers; und dennoch erfolgte hier nirgends ein Schieben, wie es die „Sprenghypothese“ annimmt.

Gerade umgekehrt hat nun das winzige KRANZsche Experiment mit Schwarzpulver solche schrägen Schubflächen geliefert, auf denen ein Heraufschieben der Masse sich vollzog: und haben die großen Naturexperimente mit Wasserdampf keine solchen schrägen Schubflächen geliefert, und kein Heraufschieben der Massen hat stattgefunden.

Nun macht aber KRANZ als vermeintlichen Beweis für die Richtigkeit der „Sprenghypothese“ geltend, daß am Ries nach seiner Entstehung ringsum eine solche schräge Schubfläche vorhanden gewesen sei, und daß noch heute an einigen Stellen solche schrägen, zum Ries hin einfallenden Flächen sich fänden: so am Blassenberg, Reimersberg, Goldberg, Röthenberg.

Aber was wollen diese kleinen Vorkommen, an denen man eine Neigung gegen das Ries hin beobachten kann, sagen gegenüber dem ganzen übrigen Umkreise des Rieskessels, an und in dem man nichts davon sieht, an dem vielmehr ein Steilrand vorhanden ist.

Unmöglich wird man natürlich denken dürfen, daß die angeblich ursprünglich vorhanden gewesene, ganz sanft aufwärtssteigende Schubfläche später durch die Erosion bis auf einige noch heut erhaltene Stellen in einen Steilrand umgewandelt worden sei.

Durch die Erosion kann wohl allmählich ein steiler Abfall in einen schrägen verwandelt werden, nicht aber umgekehrt ein schräger in einen steilen. Letzteres jedoch müßte hier der Fall gewesen sein, wenn KRANZs Vermutung das Richtige träfe.

Auch die etwaige Vorstellung, daß durch das spätere Einsinken des Riesgebietes dieser schräge Rand in einen steilen verwandelt worden sei, wäre unhaltbar. Der schräge Rand könnte durch das Einsinken höchstens in zwei Teile zerbrochen sein: einen peripheren, den man noch ringsherum sehen müßte, und einen inneren, der ebenfalls in seinem peripheren Teile sichtbar sein müßte, während der mehr zentrale immerhin durch Schutt und Sedimente verhüllt sein könnte. Nichts ist davon zu sehen.

Mir scheinen viel natürlichere Erklärungen näher zu liegen: Wenn ein so gewaltiger Pfropfen aus der Albhochfläche herausgebrochen, in die Höhe gepreßt wurde, und wenn dann schließ-

lich eine große und mehrere kleinere Explosionen entstanden, dann wird selbstverständlich auch der stehengebliebene Rand in Mitleidenschaft gezogen, also zerbrochen werden. Wenn dann nun später ein Wiederhinabsinken des Emporgepreßten stattfindet (S. *249* VII), dann werden selbstverständlich auch einzelne Schollen des Randes sich in das hinabsinkende Gebiet hineinneigen. Auf solche Weise erklärt sich ungezwungen die Tatsache, daß an einigen wenigen Stellen der Rand des Rieskessels schräg zum Rieskessel hinabsteigt, an dem ganzen übrigen Teile des Umkreises aber steil abfällt.

Aber noch eine andere Möglichkeit liegt vor. Man denke sich, daß in dem emporgepreßten Pfropfen durch Explosionen hie und da eine horizontale Schubfläche — wie KRANZ das betont — entstanden sei, auf der die Massen anstatt gleich schräg abwärts, zunächst horizontal hinausgeschoben worden wären. Wenn dann die Scholle, auf der sich vielleicht eine solche horizontale Schubfläche gebildet hätte, später einsank, dann mußte sie leicht eine Neigung nach außen aufwärts annehmen.

Endlich besteht noch eine dritte Möglichkeit: Es könnte im Ries selbst die Neigung dieser Schollen auch noch hie und da durch eine unter ihnen stattgefundene kleinere Explosion eines unterirdischen Wassers hervorgerufen oder verstärkt worden sein: denn die Vorstellung der „Sprenghypothese", daß alles unterirdische Wasser sich nur an einem einzigen Orte zu einer einzigen Explosion vereinigt haben sollte, ist ja, so scheint mir aus meinen vorhergehenden Ausführungen sicher hervorzugehen, eine unhaltbare. Ja, sie ist direkt erwiesen eine nicht zutreffende, wie aus dem Vorhandensein der verschiedenen Vergriesungsgebiete im Vorries sich ergibt, die doch durch isolierte kleinere Explosionen entstanden sind.

Endlich könnte viertens auch die Erosion mitgeholfen haben, schräge Flächen zu verstärken.

Nach dieser meiner Erklärung der Entstehungsmöglichkeiten jener schrägen Flächen wären die letzteren also nicht als Teile einer vom Ries aus schräg **aufwärts** ansteigenden Schubfläche entstanden, wie KRANZ will, sondern als **in den Rieskessel hinein abwärts** sich neigende Flächen. In der Erscheinungsweise wären diese ganz ebenso aussehend wie jene; in der Genesis aber wären die einen das gerade Gegenteil der anderen.

Für mich gibt es angesichts so erdrückender Beweise keinen Zweifel an dem Vorhandensein einer Intrusivmasse unter dem Ries. Ist dem aber so, dann gibt es kein Markten mehr: Eine Intrusionsmasse, zumal eine so flachliegende, wie wir — ganz ebenso aber auch KRANZ — sie annehmen, **muß** emporpressend wirken; auch dann, wenn man sich auf den Boden der Aufschmelzlehre stellen will.

Über den Betrag der Aufpressung, also die Höhe des ehemaligen, jetzt ja in einen Kessel verwandelten Berges haben wir nie eine Meinung geäußert. Da der Kessel einige hundert Meter tief ist, so könnte man vielleicht höchstens an eine ähnliche oder etwas größere Höhe des Berges denken. Unterstellt ist uns freilich von gegnerischer Seite, als angeblich notwendig, die ganz unsinnige Höhe eines zu 5000 (!) m aufragenden Berges, was dann natürlich als etwas Unmögliches sich gut bekämpfen ließ. Es würde das eine annähernd 5000 m hohe Intrusivmasse (!) zur Voraussetzung haben. Wir haben an derartiges natürlich nie gedacht.

Wie hoch oder wie gering die Aufpressung war, das ist aber nebensächlich. Gesteinsmassen können schon von einer geringen Erhöhung heruntergleiten und, wenn sie durch eine Explosion den Anstoß erhalten, auch noch weithin fahren. Sie können aber schwer um den senkrechten Betrag von einigen hundert Metern schräg hinaufgleiten und dann noch weithin fahren [1]).

---

[1]) Es ist vielleicht nicht ohne Interesse, hier auch noch die Ansichten zweier anderer Forscher bezüglich der Riesgenese zu hören, von denen der eine, SAPPER, nur kurz unsere Erklärung bezweifelt, ohne eine andere zu geben, während der andere, LÖFFLER, im vollen Gegensatz zu KRANZ, gerade nur unseren ersten Erklärungsversuch, nur die Hebung bestehen und die Explosionen ganz ausschalten will.

SAPPER schreibt: „Es dürfte von mancher Seite die Arbeit von FRAAS und BRANCA über das Ries Widersprüchen begegnen, denn das letzte Wort über die Entstehung des Rieses ist noch keineswegs gesprochen, und es gibt manchen Fachgenossen, der durch die Ausführungen der beiden genannten Forscher noch nicht überzeugt ist." (In einer Besprechung von H. RECKS „Masseneruptionen", S. 333. Wohl Neues Jahrbuch f. Mineral., Geol., Paläont. 1912.)

Leider sagt aber SAPPER nicht, wie er sich nun die Entstehung der Riesphänomene denkt, so daß es mir unmöglich ist, mich über seine Ansicht zu äußern. Vielleicht kennt SAPPER meine Arbeit über das Vorries nicht, in der unser Erklärungsversuch durch Hinzufügen der Explosionen erweitert wurde?

RICHARD LÖFFLER dagegen meint: „Ich glaubte nicht unbedingt an die Notwendigkeit der Zuhilfenahme einer Explosion zur Erklärung der Überschiebungen und Vergriesungserscheinungen, da häufig zusammenhängende Schollen von nicht unbeträchtlichem Umfang in der

Zusammenfassung von Abschnitt B.

Der eine der Gründe, die wir als Beweis für die Emporpressung des Riesgebietes durch eine Intrusionsmasse geltend gemacht hatten, die zu große Höhenlage des Granites, ist hinfällig geworden durch den Nachweis, daß er durch Überschiebung in diese Höhe gelangt ist, was sich leicht durch die Explosionen erklärt, die unsere „Hebungs-Sprenghypothese" ebenso darbietet wie KRANZ' „Sprenghypothese". Dieser Nachweis, daß der Granit dort überschoben ist, wird aber durchaus noch zu keinem Beweise gegen eine Aufpressung; und es bleiben noch zahlreiche Gründe, durch welche die Aufpressung bewiesen wird:

Daß ein Schmelzherd unter dem Ries liegt, geht hervor daraus, daß er Extrusionen an der Tagesfläche geliefert hat.

Daß eine eisenreiche Intrusivmasse unter dem Ries vorhanden ist, geht mit Sicherheit hervor aus den magnetischen Abweichungen im Riesgebiete, ferner aus dem Auffinden eisenreicher basischer Gesteinsstücke jungen Alters. Sodann daraus,

bunten Breccie sich vorfinden, deren Schichtenverband verhältnismäßig wenig gestört ist. Auch müßten bei einer Explosion die Massen in die Höhe geschleudert worden sein, während wir fast überall ziemlich horizontale Überschiebungsflächen antreffen. Der ganze Überschiebungsakt scheint mir übrigens langsam vor sich gegangen zu sein unter ungeheurem Druck, was eben nur auf die langsam nach oben drängende Eruptivmasse zurückzuführen ist. Mit einer Gasexplosion müßte doch wohl eine teilweise Zerspratzung des Magmas oder wenigstens der halbweichen Grundgebirgsgesteine verbunden gewesen sein. Auffallenderweise findet man aber nirgends magmatisch beeinflußte Gesteine in der bunten Breccie. An größere Wasseransammlungen als Ursache einer solchen Explosion ist wohl nicht zu denken. Denn diese Wassermassen könnten sich nur im Weißjura- bzw. Muschelkalkgebirge angesammelt haben. Nun liegt aber bei der schlechten Wärmeleitung der Gesteine und unter Berücksichtigung, daß die Grundgebirgsgesteine in der bunten Breccie durch Hitze nicht verändert sind, der Weißjura zu hoch, während Muschelkalk — auf jeden Fall wenigstens in größerer Ausdehnung — fehlt."

An anderer Stelle spricht sich LÖFFLER noch entschiedener gegen eine Explosion aus: „Ob bei dem Überschiebungsakte eine große Explosion wesentlich mitgewirkt hat, mag dahingestellt bleiben. Es erscheint vielleicht auf den ersten Blick überraschend und undenkbar. Wenn auch die Entstehung der Weißjuragriesfelsen durch eine Explosion allein zu erklären allenfalls möglich wäre, so wird eine solche Erklärung durch die Verquickung der Griesmassen mit der eigentlichen bunten Breccie vollständig angeschlossen." (Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries.) Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Achtundsechzigster Jahrgang mit 7 Tafeln und 2 Beilagen. Stuttgart 1912. S. 109 Anm. und S. 119.)

daß überhaupt Kontaktexplosionen möglich waren; denn diese haben Wasser und Schmelzherd zur Voraussetzung.

Daß endlich diese Intrusivmasse nur sehr flach lag, wird bewiesen durch die Tatsache, daß sie solche Kontaktexplosionen hervorrief, die an der Erdoberfläche sehr stark wirkten. Explosionen in tiefem Niveau würden nur Erdbeben erzeugen, an der Erdoberfläche daher nicht derartige Wirkungen haben.

Folglich muß man hier auch die Wirkungen einer flachgelegenen Intrusionsmasse notwendig zugeben: a) Aufpressung des Hangenden; b) dabei erfolgende Zertrümmerung des aufgepreßten Gebietes, Aufreißen klaffender, tief hinabgehender Spalten, auf denen das Wasser (aus den unterirdischen Höhlen des Malm oder aus einem Süßwassersee oder aus dem Meere? dann mittelmiocänen Alters) in die Tiefe gelangen konnte; c) leichte Arbeit für die Explosionen, da das Gebiet bereits zertrümmert war, sie mithin die Schollen nicht erst aus dem Verbande loszubrechen brauchten, und da die Schollen von dem aufgepreßten Berge aus leicht abwärtsfahren konnten.

Umgekehrt die „Sprenghypothese“; sie verfügt a) über keine Spalten, auf denen das Wasser in die Tiefe gelangen konnte. Sie erfordert b) eine ungeheure Wassermasse, da dessen Explosion ein Gebiet von 25 km Durchmesser herausschieben und zugleich mehrere hundert Meter hoch aufwärtsschieben und zugleich diese ganze ungeheure Gesteinsmasse erst aus dem Schichtenverbande herausbrechen mußte. Sie bedarf ferner c) einer Konzentration der ganzen Wassermasse im zentralen Gebiete und d) dort einer plötzlichen Verwandlung derselben in Dampf.

Alle diese Bedingungen waren im Riesgebiete nicht erfüllt. Nur dann, falls die Riesentstehung schon in mittelmiocäner Zeit erfolgt sein sollte, was KRANZ eben bestreitet, könnte im Meereswasser wenigstens das genügende Quantum zur Verfügung stehend gedacht werden. Die Spalten aber würden auch dann noch fehlen, und diese sind die conditio sine qua non von Kontaktexplosionen. Durch Erdbeben, wie KRANZ will, konnten so tiefe, klaffende Spalten nie entstehen.

Das von KRANZ gemachte Experiment wurde unter völlig anderen Bedingungen angestellt, als sie das Ries darbot; es beweist daher nichts. Dagegen hat die Natur ein ungeheuer großes Experiment, die Explosion des Rakata, und ca. 125 kleinere Experimente, die Explosionen der Uracher Maarkanäle, gemacht, aus denen hervorgeht, daß explodierender Wasserdampf dort niemals schiebend gewirkt hat. Diese schiebende Wirkung aber ist gerade die Voraussetzung der „Sprenghypo-

these", ohne deren Erfüllung dieser Hypothese jeder Boden entzogen wird.

Wenn die „Sprenghypothese" das Richtige träfe, dann müßte aus dem Ries überall eine ganz sanft ansteigende Schubfläche zur Alb hinaufführen, die mindestens in ihrem peripheren Teile ringsum im Ries erhalten sein müßte. Gerade umgekehrt aber ist der Rand der Alb fast überall steil. Nur vereinzelt zeigen sich in das Ries hinein sich senkende Flächen, deren Entstehung aber sich anders erklären läßt denn als Schubfläche.

Nachtrag.

Auf S. 249 IV hatte ich der möglichen Ausnahme gedacht, daß eine Intrusivmasse einmal in einen durch Wasser im Kalkgebirge ausgewaschenen Hohlraum eintreten könne, in welchem Falle dann keine Aufpressung stattzufinden braucht, falls die Menge des Intrusivmagmas nicht größer ist als dieser Hohlraum. Für diesen wohl seltenen Ausnahmefall gibt HAARMANN einen interessanten Beleg[1]) aus Nord-Mexiko. Er beschreibt einen Diorit, der in die Kreideschichten eingedrungen ist, die er „in keiner Weise aufbiegt oder stört", Fig. 10 und 14. Als Erklärung sagt er, man müsse annehmen, daß das Magma bereits bestehende Hohlräume ausgefüllt hat, „die sich in dem kalkigen Gestein, besonders entlang Verwerfungen, durch erhöhte Wasserzirkulation bildeten."

Das ist also ganz das, was ich in meiner theoretischen Betrachtung im Auge hatte.

Aber auch für die durch das Intrusivmagma erfolgende Aufpressung von Schichten gibt HAARMANN[2]) einen guten Beleg, der sich auf den Lakkolith des Cerro Blanco bezieht.

HAARMANN sagt hier: „Es kann kein Zweifel sein, daß hier eine Aufpressung der Schichten durch das Magma stattgefunden hat; wie sollte sonst wohl eine sich dem Lakkolithen so anschmiegende Lagerung der Schichten zustande kommen." . . . „Zudem sind sie stark gestaucht, während sie sonst verhältnismäßig sanft und gleichmäßig gefaltet sind, woraus sich ergibt, daß das Magma, wiewohl es den durch die Faltung vorgezeichneten Schräglinien folgte, doch beim Aufsteigen die Schichten selbst erheblich zusammendrückte.

Gerade aus Mexiko hat ja auch BÖSE schon vor mehreren Jahren schöne Beweise für eine solche hebende Tätigkeit des Magmas gegeben.

---

[1]) ERICH HAARMANN: Geologische Streifzüge in Coahuila. Diese Zeitschr. 65, 1913, S. 35.

[2]) Ebenda, S. 39.

Neueingänge der Bibliothek.

AHLBURG, J.: Über den geologischen Aufbau des Blattes Merenberg (Nassau). Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Merenberg (Nassau) im Jahre 1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, Bd. 31, 7, II, 3. Berlin 1912.

— Die neueren Fortschritte in der Erforschung der Goldlagerstätten Sibiriens. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XXI, 3 4, 1913. Berlin 1913.

BÄRTLING, R.: Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze. Mit 114 Textabbildungen. Verlag von Ferd. Enke, Stuttgart 1913.

Berlin: Denkschrift anläßlich des 25jährigen Bestehens der Gesellschaft Urania zu Berlin.

— Untersuchung eines Sublimationsproduktes vom Matavanuvulkan auf Sawaii. Bericht der Geologischen Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, Bd. XXV, 4. Berlin 1912.

— Untersuchungen über die Natur der Hermattantrübe. I. Bericht des Hauptmanns Frhr. v. SEEFRIED. II. Gutachten der Geologischen Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, Bd. XXVI, 1. Berlin 1913.

BORN, A.: Über eine Vergesellschaftung von Clymenien und Cheiloceren. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Monatsber. 11, 1912. Berlin 1912.

BORNHARDT, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. T. II. Mit 57 Abbildungen im Text, 14 farbigen Gangbildern und einem Anhange: Die mikroskopische Untersuchung der Gangausfüllungen des Siegerlandes und seiner Umgebung. Mit 1 Textfigur u. 5 Tafeln von P. KRUSCH. Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 8. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. Berlin 1912.

BRANDES, H.: Über einen verloren gegangenen Standort von Salzpflanzen. Vortrag, gehalten zu Hildesheim in der gemeinsamen Sitzung des Niedersächsischen botanischen und des Niedersächsischen zoologischen Vereins am 4. Dezember 1910. S.-A. aus: 4./5. Jahresber. d. Nieders. botan. Vereins zu Hannover 1912.

CROOK, A. R.: Notes on Russian Natural History Museums. S.-A. aus: Proc. of the Amer. Assoc. of Mus. Vol. VI, 1912. Springfield 1912.

DELHAES, W.: Ein Rhätvorkommen an der patagonischen Küste. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 24. Stuttgart 1912.

— u. GERTH, H.: Geol. Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn). Geol. u. paläontol. Abh. Herausgeg. v. E. KOKEN, N. F. XI, 1. Jena 1912.

FRAAS, E.: *Proterochersis*, eine pleurodire Schildkröte aus dem Keuper. Mit Tafel III u. IV und 9 Textfiguren. S.-A. aus: Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 1913. Stuttgart 1913.

— Ein unverdrückter *Ichthyosaurus*-Schädel. Mit Tafel I u. II. S.-A. aus: Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 1913. Stuttgart 1913.

Fraas, E.: Neue Labyrinthodonten aus der schwäbischen Trias. Mit 7 Tafeln u. 5 Textfiguren. S.-A. aus: Palaeontographica, Bd. **60**. Stuttgart 1913.

Gagel, C.: Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete. Heft 4. Beiträge zur Geologie von Kaiser-Wilhelmsland. Mit 3 Tafeln und 1 Textfigur. Herausgegeben v. d. Geolog. Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete. Berlin 1912.

Haarmann, E.: Geologische Streifzüge in Coahuila. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 1913, Mon.-Ber. 1. Berlin 1913.

— Über eine Lavahöhle in Mexiko. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **63**, 1911, Mon.-Ber. 3. Berlin 1911.

Harbort, E.: Neu- und Umbildungen im Nebengestein der norddeutschen Salzstöcke. S.-A.: Diese Zeitschrift **65**, Monatsber. 1. Berlin 1913.

— Über *Corbula isocardiaeformis* als Synonym für *Isocardia angulata* Phill. S.-A.: Diese Zeitschrift **65**, Monatsber. 1. Berlin 1913.

— Zur Frage der Aufpressungsvorgänge und des Alters der nordwestdeutschen Salzvorkommen. Vortrag, gehalten auf der Kalihauptversammlung zu Göttingen am 10. Juni 1912. S.-A. aus: Kali, Zeitschrift für Gewinnung, Verarbeitung und Verwertung der Kalisalze, Jahrg. VII, 5, 1913. Halle 1913.

— Über den Salzgehalt der Nebengesteine an den norddeutschen Salzstöcken. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913, Monatsber. 2. Berlin 1913.

— Nachträgliche Bemerkungen zu meiner Kritik der Lachmannschen Ekzemtheorie. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913, Monatsber 2. Berlin 1913.

— Über die Theorie der Deckenüberschiebungen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913, Monatsber. 2. Berlin 1913.

— Über die dynamometamorphen Vorgänge innerhalb des Salzgebirges. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913, Monatsber. 2. Berlin 1913.

— Zur Frage der Genesis der Steinsalz- und Kalisalzlagerstätten im Tertiär vom Oberelsaß und von Baden. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XXI, 3/4, 1913. Berlin 1913.

— u. Mestwerdt, A.: Lagerungsverhältnisse und wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Rottorf am Klei bei Helmstedt. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XXI, 3/4, 1913. Berlin 1913.

Häberle, D.: Über traubige und zapfenförmige konkretionäre Bildungen im Buntsandstein. Mit 2 Abb. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver., N. F., Bd. 3, Jahrg. 1913. Karlsruhe 1913.

— Die natürlichen Landschaften der Rheinpfalz. Ein Beitrag zur pfälzischen Heimatkunde. Kaiserslautern 1913.

Korn, J.: Die Mittel-Posensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. **33**, 7, I, 3. Berlin 1912.

Kranz, W.: Das Nördlinger Riesproblem. III. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Vereins. N. F., Bd. III, 1. Karlsruhe 1913.

— Die Überschiebung bei Straubing. S.-A. aus: Geognost. Jahreshefte 1912, Jahrg. XXV. München 1912.

Krusch, P.: Die Versorgung Deutschlands mit metallischen Rohstoffen (Erzen und Metallen). Mit 97 Abbildungen im Text. Leipzig 1913.

Kukuk u. Mintrop: Die Kohlenvorräte des rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirks. S.-A. aus: Glückauf, Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift, Jahrg. **49**, Nr. 1. Essen 1913.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 6. 1913.

Sitzung am 4. Juni 1913.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende legt die als Geschenke eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr GOTHAN spricht über **das angebliche flözführende Rotliegende im oberschlesischen Steinkohlenbecken.**

Bei meinen Studien über die paläontologische Gliederung des oberschlesischen Carbons auf Grund der Flora war u. a. ein Punkt von besonderem Interesse, nämlich, wo die höchsten flözführenden Schichten zu suchen seien und welchem relativen Horizont diese angehörten. In der POTONIÉschen floristischen Gliederung[1]) stecken die dort als hangendst angesehenen Sohrauer Schichten noch in den *Lonchopteris*-Horizonten, d. h. im mittleren Westphalien; wir hatten also das merkwürdige Verhältnis, daß im Gegensatz zu den anderen paralischen Becken das oberschlesische mit viel tieferen Schichten abschloß. Den Gipfel der mitteleuropäischen paralischen Steinkohlenbecken bzw. Beckenkomplexe bildet nämlich ein paläontologisch recht gut charakterisierter Horizont, der in England durch das Radstockian und z. T. durch das Transition, in Nordfrankreich durch die Zone supérieure Zeillers, in Belgien durch die Flenus bei Mons, im Ruhrbecken durch das Ibbenbürener-Piesberger Vorkommen bezeichnet wird. Es scheint zwar, daß das Radstockian und die Piesbergschichten z. T. ein noch etwas höheres Niveau einnehmen als die betreffenden Schichten in den anderen

[1] Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. XXI, 1896, S. 14 15.

paralischen Becken, doch ist dies von untergeordneter Bedeutung, und allen gemeinsam ist die Eigentümlichkeit, kein Stéphanien zu besitzen. Nirgends haben wir in den paralischen Becken eine Andeutung von eigentlicher Stéphanienflora. Selbst im Donetzbecken Südrußlands scheinen die genannten Verhältnisse analog zu sein, indem durch ZALESSKY zwar die Flora des Radstockian usw. bekannt gemacht worden ist, eigentliche Stéphanien- oder gar Rotliegendtypen aber fehlen. Die wichtigsten Angehörigen der genannten höchsten Westphalienstufe sind: *Sphenopteris neuropteroïdes* BOUL., *Sphenopt. artemisiaefolioïdes* CRÉPIN, *Pecopteris typ. vestita* LESQU. bzw. *pseudovestita* D. WHITE, *Neuropteris Scheuchzeri* HOFFMANN, *Neur. rarinervis* BUNB., *Neur. ovata* HOFFM. (nur in den höchsten Schichten) *Linopteris Münsteri* EICHW. sp., *Sphenophyllum emarginatum* BRONGN., *Annullaria sphenophylloides* ZENK. sp., *Sigillaria cumulata* WEISS, *S. principis* WEISS. In den Schichten kommen dann zuweilen schon einzelne, seltene Vorläufer des Stéphanien vor, wie *Taeniopteris*-Arten, gewisse Pecopteriden, *Alethopteris Grandini* usw. Die genannten Typen sind zwar an allen Stellen nicht alle gleichmäßig vorhanden, die jeweiligen Typen genügen aber vollkommen, um ein Bild von der Sachlage zu gewinnen.

Wenn man bedenkt, daß im Ruhrbecken zwischen den *Lonchopteris*-Horizonten und den Ibbenbürener noch der obere Teil der Gaskohle und die ganze Gasflammkohle liegt, so kann man ungefähr ermessen, wieviel nach den früheren Anschauungen, wo also das Produktive Carbon in Oberschlesien mit den *Lonchopteris*-Horizonten abgeschlossen wurde, noch bis jener vorgenannten höchsten Westphalienstufe fehlte. Inzwischen ist es nun gelungen, die Existenz dieser Zone auch im oberschlesischen Carbon nachzuweisen, so daß dieses nun ganz in Konkordanz zu den anderen paralischen Becken kommt.

Von GAEBLER wurde zunächst erkannt, daß die von ihm als Laziskerschichten bezeichneten höher als die „Sohrauer" liegen. Die reichsten Fossilfunde aus diesem Komplex bietet bisher die Bradegrube bei Mokrau, wo auch von Herrn Bergverwalter NIKOLAUS wirklich gesammelt worden ist. Daß hier nennenswert höhere Schichten vorliegen als in der Sohrauer Gegend, geht z. B. auch paläontologisch klar aus der Tatsache hervor, daß sich in der Bradegrube einzelne Vorläufer der Flora des oberen Westphalien (Zone supérieure usw.) finden, nämlich *Annularia sphenophylloides* und *Sphenopteris pulcherrima* CRÉP. Es sind mir auch noch einige andere Typen von Vorläufern jener höheren Zone aus Oberschlesien bekannt, aber ohne

Fundort. Vorkommen mit dem ausgesprochenen Charakter jener Flora fehlten aber noch vollständig.

Um so schwerer zu verstehen war es, daß GAEBLER[1]) plötzlich flözführendes Rotliegende aus dem Becken angab, das sich auf seiner Karte in Gestalt eines schmalen, semmelartigen Streifens von Gr.-Chelm über den Przemsa-Fluß über Libiąz bis Zarki in Galizien hinzieht. Ein solches Vorkommen wäre für ein paralisches Becken an sich schon etwas sehr Sonderbares gewesen, in unserem Falle aber nur unter Annahme einer sehr bedeutenden Grabenversenkung denkbar gewesen. Die Bohrungen Byczyna und andere galizische Bohrungen, ferner das Carbon von Jaworzno und Sziersza im Norden jenes Streifens zeigen sämtlich, soweit es sich um das flözführende Gebirge handelt, die Horizonte der oberen Muldengruppe (mittl. Westphalien) der preußischen Seite, also sind noch um ein Gewaltiges vom Rotliegenden entfernt. Auf jeden Fall war es notwendig, die Fossilführung jenes auf Grund petrographischer Merkmale von GAEBLER angegebenen Rotliegenden zu studieren, da hier die hangendsten Flöze von Oberschlesien nach allgemeiner Annahme vorliegen[2]). MICHAEL (a. a. O.) hat sich schon durchaus gegen die Annahme des flözführenden Rotliegenden ausgesprochen, er sagt S. 209: „Die bis 300 m Tiefe („in dem Bohrloch Libiąz 5“) anstehenden Schichten müssen dann einer hangenden Flözfolge des Produktiven Carbons angehören, deren Vertreter in Oberschlesien selbst bis jetzt noch nicht bekannt sind.“ Die günstige Gelegenheit, die der seit längerem im Abteufen begriffene Schacht der Grube Janina bei Libiąz bot, nahm ich wahr, und sammelte auf der dortigen Halde mit freundl. Erlaubnis der Grubenverwaltung die aus dem Schachte geförderten Pflanzenfossilien, die aus jenem oberen Schichtenkomplex stammen[3]). Die gefundenen Arten sind:

* *Neuropteris rarinervis* BUNB. viel, *N. heterophylla* BRONGN.
Sigillarien, schlecht erhalten, rhytidolep.
Calamiten.

[1]) Das oberschlesische Steinkohlenbecken, 1909, S. 19—22 und S. 59—60.

[2]) Vgl. MICHAEL, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol Landesanst. 33, Teil I, H. 2, S. 206—809. Leider sind mir aus den dort angeführten Bohrlöchern keine Pflanzenreste zu Gesicht gekommen. Nach MICHAEL rechnet auch WOJCIK in der tschechischen Monographie des Krakauer Beckens gleich GAEBLER die oberen flözführenden Schichten von Libiąz zum Rotliegenden.

[3]) Herrn Markscheider KÜNTZEL in Königshütte bin ich für seine freundl. Führung nach Libiąz besonders verpflichtet.

Linopteris typ. obliqua BUNB. sp.
Asterophyllites sp.
* *Sphenophyllum emarginatum* BR.
* *Pecopteris* typ. *pseudovestita* WHITE.
* *Annularia sphenophylloides* ZENK. sp.
Lepidophyllum majus. BRONGN.
Stigmaria ficoïdes BRONGN.
Sporites glabra.

Man erkennt auf den ersten Blick, daß hier von Rotliegendem gar keine Rede sein kann, auch nicht von Stéphanien, daß vielmehr die vorn erwähnten Schichten des höchsten Westphaliens vorliegen (Zone supérieure ZEILLERS). Von Stéphanien wurde mir auf der Grube dort erzählt, und nach Mitteilung von Herrn MICHAEL ist die Angabe, daß das obere Libiązer Carbon Stéphanien sei, auch von anderer Seite ihm gegenüber geäußert worden. Mit einer etwaigen flözleeren Rotliegend-Überlagerung hat also hier wie anderwärts in unserem Becken das flözführende Gebirge nicht das Geringste zu tun; es muß dann vielmehr eine zeitlich sehr große Diskordanz angenommen werden. Nach Mitteilung auf der Grube finden sich auf der dortigen Landoberfläche Psaronien zerstreut; sollte dies der Fall sein — ich habe keinen gesehen — so würden sie aus den Schichten über dem Carbon stammen und diese tatsächlich Rotliegend oder ehemaliges Rotliegende sein, wie solches weiter im Norden bei Karniowice schon lange bekannt ist.

Ich setzte meine Untersuchungen dann auf preußischer Seite fort und in der Nähe des Dorfes Gr.-Chelm. Hier ist nach GAEBLER das flözführende Rotliegende (a. a. O., S. 60) 117,70 m mächtig.

Er gibt als Profil:

Buntsandsteinletten	
Kohle	0,26 m
Mittel	9,— „
Kohle = Chelm-Flöz	1.44 „
Mittel aus bunten Tonen und mürbem rotem Sandstein	107,— „
	117.7 m

Dieses „Unter-Rotliegende, welches auch als eine Übergangszone aufgefaßt werden kann“ (a. a. O., S. 60) [1]), habe ich

[1]) Die Überschrift bei GAEBLER (a. a. O., S. 59), Unter-Rotliegendes = Radowenzer Schichten (?), ist mir auch unverständlich; eins von beiden ist doch bloß möglich; die Radowenzer Schichten als Stéphanien können kein Rotliegendes sein.

in einem Tagesaufschluß an einer alten Schurf- oder Schachtstelle westlich des Dorfes Kl.-Chelm, am Fuße des Chelmer Berges, untersuchen können. Hier beißt ein kleines Flöz aus, offenbar jenes hangende Flöz von 0,26 m in dem GAEBLERschen Profil, also nach seiner Auffassung das oberste oberschlesische überhaupt. Im Hangenden dieses dort etwa 0,20 m mächtigen Flözes sammelte ich zahlreiche Pflanzenreste, nämlich:

* *Pecopteris* typ. *pseudovestita* D. WHITE viel
* *Neuropteris rarinervis* BUNB.
Stigmaria ficoïdes (Liegendes).

Man sieht trotz der geringen Artenzahl, daß es sich um denselben Schichtenkomplex handelt wie bei Libiąz, wegen der vielen Pecopteriden wohl um dessen hangenderen Teil.

Auch petrographisch habe ich in dem dortigen Ausbiß nicht so erhebliche Besonderheiten gegen die sonstige Beschaffenheit des Muldengruppengesteins finden können. Es kommen die so charakteristischen Sphärosiderite vor, und die Rotfärbung der Schichten hängt mit Verwitterungsvorgängen zusammen, wie man an frisch aus dem Stoß herausgeholtem Material sieht, das oft noch grau bis schwärzlich ist. MICHAEL hatte also, wenn er diese Rotfärbung für eine sekundäre Schichtenverfärbung ansprach (a. a. O.), Recht.

Im übrigen beweist auch das Schwinden fast jeglichen Kohlenrestes auf den Chelmer Abdrücken, daß hier starke Oxydations- und Verwitterungsvorgänge stattgefunden haben. Das Gestein auf der Libiązer Seite erinnert mit seinem stäubenden Charakter und den bald in Schüppchen oder Pulver sich ablösenden Abdrücken durchaus an das Verhalten der mir sonst aus den hangenderen Partien galizischer Bohrungen bekannten Abdrücke, die ohne Gummierung oder Fixierung kaum zu halten sind. An die sonstigen Pflanzenvorkommnisse in der galizischen Muldengruppe erinnern in Libiąz auch die häufigen *Sporites*-Exemplare, oft in Menge zusammengehäuft, wahrscheinlich von Sigillariostroben herrührend.

Nach der Lage der beiden Fundpunkte Chelm und Libiąz zu urteilen, zieht sich die obere Schichtenpartie, wie GAEBLER annahm, tatsächlich von der preußischen Seite nach Libiąz hinüber, und vielleicht noch darüber hinaus; hierüber und über ihre Ausdehnung nach Norden und Süden müssen spätere Aufschlüsse Auskunft geben. In den übrigen paralischen Becken hat man diesen durch seine Flora scharf gegen die mehr oder weniger mit darunterliegenden *Lonchopteris*-Horizonte, die in Oberschlesien bis zur Bradegrube aufwärts

nachgewiesen sind, getrennten Schichtenkomplex immer abgetrennt, und auch in Oberschlesien müssen wir wegen der überaus charakteristischen und unterschiedlichen Flora eine solche Separierung vornehmen. Wir werden diese durch die obige Flora gekennzeichneten höchsten Schichten des Prod. Carbons des oberschlesischen Beckens als **Chelmer Schichten** bezeichnen. Sie gehören natürlich noch zur Muldengruppe MICHAELs, die also nur höher hinaufzuziehen ist.

Der allgemeine Gesichtspunkt für den Vergleich mit den anderweitigen Becken war im vorigen schon hervorgehoben worden. Wir haben im oberschlesischen Becken denselben Abschluß der produktiven Schichten nach oben wie in den anderen paralischen Becken; denn wenn auch, wie bemerkt, die Upper coal Measures in England (Radstockian) und die Piesbergschichten z. T. ein etwas höheres Niveau einnehmen als die Zone supérieure in Nordfrankreich und die Flénus in Belgien, so ist dies nicht sehr belangreich, da alle diese Schichten im großen und ganzen dieselbe Leitflora enthalten und jedenfalls nicht das Stéphanien erreichen; auch die Radstockschichten nicht. Es ist dies ein großer gemeinsamer Zug, der dem mitteleuropäischen Becken, ja anscheinend sogar dem Donetzgebiet eignet und sie zugleich in Gegensatz zu den meisten Binnenbecken bringt. In diesen ist das Stéphanien normalerweise, und zwar produktiv, fast immer entwickelt, z. B.

1. in den mittelböhmischen Becken,
2. in dem niederschlesisch-böhmischen Becken (Radowenzer bzw. Idastollner Flöze),
3. im Wettiner Becken bei Halle a. d. S.[1]),
4. Im Saarbecken (Ottweiler Schichten mit dem Lummerschieder und Schwalbacher u. a. Flözen),
5. in den vielen Becken des französischen Zentralplateaus, wo das Stéphanien sogar die bevorzugte Stufe der Kohlenbildung ist (Décazeville, Commentry, Gard, Autun und Épinac, Le Creuzot und Blanzy usw.).

Welche Ursache diesen allgemeinen Beziehungen zugrunde liegt, dürfte vorderhand unklar sein, übersehen kann man aber an der Hand des oben Gesagten diese Beziehungen wohl kaum.

Schließlich sei noch hinzugefügt, daß nunmehr das oberschlesische Becken die vollständigste, mit lückenloser

[1]) Im Zwickauer Becken liegt dagegen das Rotliegende diskordant auf dem obersten Westfalien (STERZEL).

Fossilführung bekannte carbonische Schichtenreihe in Europa darstellt, da sich die Flözenentwicklung vom Culm (mähr.-schlesischen Dachschiefer) bis zum Gipfel des Westphalien lückenlos verfolgen läßt; nach einer dem Stéphanien entsprechenden Lücke folgt dann die permische Flora des Kalkes von Karniowice, die RACIBORSKI beschrieben hat. An Vollständigkeit kann sich damit nur das kleinasiatische Becken von Eregli (Schwarzes Meer) oder Héraclée messen, in dem die Flora von dem untersten produktiven Carbon bis ebenfalls zu den höchsten Schichten des Westphalien (hier schon mit zahlreichen Einmischungen von Stéphanien-Typen) verfolgt worden ist (ZEILLER, Mém. Soc. Géol. France. Mém. No. 21. 1899). Das nächst vollständige niederschlesische leidet an dem zwischen Waldenburger Schichten und Hangendzug (Schatzlarer Schichten) eingeschalteten flözleeren Großen Mittel. Bei dieser Vollständigkeit in dem in allen Etagen flözführenden oberschlesischen Becken ist es sehr überraschend, innerhalb derselben eine fast mathematisch scharfe Grenze für die Florenfolgen zu finden, nämlich unmittelbar unter dem Pochhammerflöz, dem untersten Sattelflöz, wo in demselben Augenblick, wo die oberste marine Schicht erscheint, die Randgruppenflora erscheint mit Typen der Waldenburger Schichten und zahlreichen Sondertypen. Hierüber und über die oberschlesische Steinkohlenflora überhaupt wird in der im Druck befindlichen Monographie der oberschlesischen Carbonflora des Verfassers das Nähere zu finden sein. Von dieser ist zunächst nur der 1. Teil, die Farne und farnähnliche Pflanzen enthaltend, vollendet worden.

Eine weitere und zwar die nächste Aufgabe muß es nun zur weiteren Klärung der hangendsten Schichten der Muldengruppe sein, die Schichtengruppe zwischen den Bradegrubenflözen und den Chelmer Schichten paläontologisch zu untersuchen. Nach der Annahme GAEBLERS (a. a. O., S. 73) ist diese Schichtenserie in den Schichten der Heinrichsfreudegrube bei Lendzin mit 7 Flözen (ca. 180 m Mächtigkeit) und den darüber gesetzten 3 Beruner Flözen (ca. 180 m) zu suchen; das unterste Beruner Flöz soll dem obersten Heinrichsfreudeflöz entsprechen. Fossilien sind leider aus diesem Komplex gar nicht bekannt. Ich hoffe, in diesem Herbst Gelegenheit zu haben, auch diese Lücke auszufüllen, da bei Lendzin eine 600 m tiefe Bohrung gestoßen wird (nach freundl. Mitteilung des Herrn Markscheider WEBER in Kattowitz), und da ferner die Hoffnung besteht, an dem Ausbiß bei dem alten Weggeschacht am Helmitzkiberg bei Berun weiteres Material zu finden.

Zur Diskussion spricht Herr MICHAEL.

Herr GUILLEMAIN spricht über Grundzüge der Geologie Katangas[1]).

Zur Diskussion sprachen die Herren STUTZER, RAUFF, HENNIG, MICHAEL und der Vortragende.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

HENNIG. RAUFF. BÄRTLING.

---

[1]) Der Vortrag bildet einen Teil der in der gleichen Nummer veröffentlichten brieflichen Mitteilung des Verfassers.

Briefliche Mitteilungen.

18. Über geologische Beobachtungen auf der Insel Elba.

Von Herren H. ARLT und JOH. KOENIGSBERGER.

(Mit 5 Textfiguren.)

München und Freiburg i. B., den 25. November 1912.

Seit den Zeiten G. v. RATHS[1]) bietet die Insel Elba viele interessante geologische, petrographische und tektonische Probleme. Gelegentlich unseres gemeinsamen Besuches auf dieser Insel im April d. J. konnten wir einige neue Beobachtungen machen und auf Grund dieser zu den geologischen Streitfragen über die tektonischen Verhältnisse der Insel Stellung nehmen.

Durch die zahlreichen Arbeiten TERMIERS[2]), welcher Elba als ein „pays des nappes" deutet, hat das Studium der Geologie von Elba neue Anregung erhalten. Die Insel Elba wurde zu einem Kampfplatz, auf dem die Ideen der modernen Deckentheoretiker mit den bisher geläufigen tektonischen Anschauungen über den Aufbau des Apenninengebirges zusammenstießen. So sind gelegentlich der Generalversammlung der Italienischen geologischen Gesellschaft in Portoferrajo und der damit verbundenen Exkursionen im September 1910 die von

---

[1]) v. RATH: Die Insel Elba. Geognostisch-mineralogische Fragmente aus Italien III. Diese Zeitschr. XXII, 1870, S. 591—732.

[2]) P. TERMIER: Sur les granites, les gneiss et les porphyres écrasés de l'île d'Elbe. Compt. Rend. Ac. Sc. **148**, 1909, S. 1441/5. — Derselbe: Sur les nappes de l'île d'Elbe. Ebenda **148**, 1909, S. 1648/52. — Derselbe: Sur les relations tectoniques de l'île d'Elbe avec la Corse et sur la situation de celle-ci dans la chaine alpine. Ebenda **149**, 1910, S. 11. — Derselbe: Sur la Tectonique de l'île d'Elbe. Bull. d. l. Soc. géol. de France, IV. Sér., X, 1910, S. 134—160.

TERMIER gebrachten neuen Deutungen von den italienischen Fachgenossen allgemein abgelehnt worden[1]).

Für die Insel gibt es eine geologische Spezialkarte im Maßstab 1 : 50000, aufgenommen von B. LOTTI[2]), die — wie TERMIER hervorhebt — sich durch Sorgfalt und Objektivität der Eintragungen auszeichnet.

Nach der Ansicht LOTTIS[3]), dem sich seine italienischen Fachgenossen auf ihrer Versammlung 1910 angeschlossen hatten, besteht der östliche Teil der Insel aus einer schwach gewölbten, normalen Schichtenfolge, die sich über „präsilurianischen Gneisen, Glimmerschiefern und Marmoren" (pr^1, pr^2, pr^3, pr^4 der Karte LOTTIS) aus paläozoischen, mesozoischen und tertiären Horizonten aufbaut. Ein Einbruch längs einer N—S streichenden Verwerfung in der mittleren Zone der Insel bringt eine Wiederholung dieser Schichten gegen Westen hin. Dort und auch in der Mittelzone treten die tertiären Granite und Porphyre auf, welche die genannten Schichten durchbrechen. Die grünen Gesteine werden je nach ihrer Lagerung zwischen den Sedimenten als präsilurianische oder eocäne unterschieden.

TERMIER dagegen gliedert Elba in drei tektonische Serien, von denen jede durch einen ihr eigentümlichen Schichtenaufbau bezeichnet ist, und die alle drei deckenförmig übereinander gelagert sind [vgl. Fig. 3a, welche eine Kopie aus TERMIERS letzter Arbeit[4]) darstellt].

Die basale Serie (I) setzt sich nach seiner Auffassung zusammen aus dem Elbaner Granit mit seiner metamorphen Hülle im Westen, aus dem aus ihm hervorgegangenen Mylonit im Osten sowie aus Gneis im Süden und aus den Tertiärschichten, die LOTTI mit dem Zeichen „e^5" (Albarese und Macigno) auf seiner Karte ausgeschieden hat. Die zweite Serie (II) besteht aus Marmoren und Kalkglimmerschiefern mit grünen Gesteinen, jenen Horizonten, die LOTTI mit „pr^3"

---

[1]) L. BALDACCI: Nuove ipotesi sulla Struttura geologica dell' Elba. Boll. d. Soc. geol. ital. XXIX, 1910, S. LXXV—CXIII. — P. ALOISI: Excursioni nell' Isola d' Elba eseguite dalla societa geologica italiana dal 18 al 22 settembre 1910. Ebenda XXIX, 1910, S. CXXVII—CXLIV. — B. LOTTI: La riunione della Societa geologica italiana a Portoferrajo e l' ipotesi del TERMIER sulla tettonica dell' isola d' Elba. Boll. Com. geol. 41, H. 3, S. 284—291.

[2]) B. LOTTI: Carta geologica dell' isola d' Elba. 1 : 50000. Roma 1885.

[3]) B. LOTTI: Descrizione geologica dell' Isola d' Elba. Memorie descrittive della carta geologica d' Italia. II. 1886. — Derselbe: Geologia della Toscana. Ebenda XIII, 1910.

[4]) Sur la Tectonique de l'île d'Elbe, a. a. O., S. 135.

und „pr⁴“ als präsilurianisch auffaßt, TERMIER aber den „Schistes lustrés“ der Alpen parallel stellt. Sie erscheinen als schmale Zonen zwischen der basalen Serie I und der hangenden Serie III, welche aus der Schichtenfolge Silurschiefer bis Eocän im östlichen und zentralen Teil der Insel gebildet wird. Das Eocän der obersten Decke („e^1, e^2, e^3“ der Karte LOTTIS) wird als Kalk-Hornsteinfacies dem Macigno-Albarese der basalen Serie I gegenübergestellt. Ferner ist

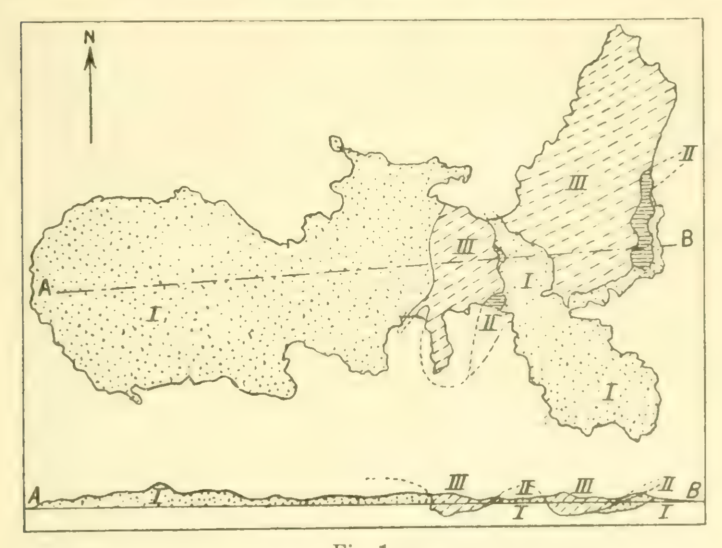


Fig. 1.
Übersichtskarte und Profil der Insel Elba nach TERMIER.

die oberste Decke durch ihren Reichtum an grünen Gesteinen charakterisiert.

Im folgenden geben wir eine kurze Beschreibung der von uns besuchten Aufschlüsse auf Elba:

1. S. Caterina-Terranera (nordöstlich Porto Longone).

Aus grauen, kavernösen, oft auch dolomitischen und schwarz geäderten Kalken, die von LOTTI mit Infralias („i“ der Karte) bezeichnet, von TERMIER als echte Triasbildungen gedeutet werden, durchquert man in der angegebenen Richtung zunächst sandige, violette oder graue tonige Schiefer — Verrucano — („pm²“ der Karte), danach bituminöse Silurschiefer („si“).

Diese Schichten gehören jenem System an, welches vom Silur über Unter-Devon[1]), Perm, Trias, Lias, Eocän eine normale, tektonisch nicht erheblich gestörte Schichtenfolge darstellt. Sie bedeckt, längs der Linie Rio Marina-Terranera beginnend, den größten Teil im Osten und Nordosten der Insel und reicht gegen Westen bis zu der Einschnürung Elbas zwischen dem Golf von Portoferrajo und dem Golfo della Stella.

Steigt man in den Silurschiefern am westlichen Abhang des nördlich C. Bianco mündenden Tales unterhalb des dort auf der Höhe stehenden Pulvermagazins hinab, so gelangt man alsbald in eine breite Trümmerzone, innerhalb welcher die Schiefer und ihre Unterlage heftig durcheinander gepreßt sind. Als jene Unterlage erkennen wir hier die Granit-Mylonite, welche wir bei Porto Longone eingehend zu studieren gute Gelegenheit hatten. Die von diesem Aufschluß genommene Photographie (Fig. 2) läßt den tektonischen Kontakt gut erkennen (insbesondere die Schollen von dunklem Granitmylonit in hellem Silur). In der Natur ist die Grenze zwischen Silur (oben) und Mylonit (unten und seitlich rechts) noch dadurch besonders gut bezeichnet, daß letzteres Gestein in der Nähe des C. Bianco Träger einer Eisenerzlagerstätte ist. Es sind die leuchtend rot und rotbraun erscheinenden Ausscheidungen der hier emporgestiegenen Eisenlösungen nur höchstens bis in die Verruschelungszone hineingedrungen, ohne die dunklen Silurschiefer imprägniert zu haben. Die Mineralien sind gut erhalten, die Spalten offen. Also erfolgte das Aufdringen der Erzlösungen nach der Überschiebung, vermutlich im Zusammenhang mit dem Mittelmeereinbruch.

Die Silurschiefer sind hier ziemlich metamorphe Phyllite, wie sie durch eine Gneis-, vielleicht auch eine Granitkontaktmetamorphose erzeugt werden können.

Der Granit etwa 20 m unter der Überschiebungsfläche besteht u. d. M. aus Bruchstücken von Orthoklas, unregelmäßig begrenzten Körnern von Quarz, etwas feinzerteiltem Plagioklas, aus Zoisit, Sericit und wenig z. T. chloritisiertem Biotit.

Unmittelbar an der Überschiebungsfläche, wo der Granit mit Silurlinsen verkittet ist, ist die Zertrümmerung so weitgehend, daß die Auflösung des Mikroskops auch bei stärkster Vergrößerung kaum zur Diagnose hinreicht, zumal da der Schliff nicht unter einer gewissen Dicke hergestellt werden kann.

Neben Quarz und wohl Orthoklas sind sehr zahlreich in Bändern angeordnet Zoisitleisten und Sericitflasern ausgeschieden.

[1] Lotti: Geol. Toscana, S. 6.

Biotit, Chlorit, Epidot sind nicht sicher nachweisbar. Außerdem sieht man viel Eisenerz, das frisch ist und regelmäßige Begrenzungen zeigt.

Da wir nach den früheren Untersuchungen von LOTTI, DALMER u. a. und unseren Darlegungen (vgl. S. 298) berechtigt sind, dem Granitmylonit posteocänes Alter (oder exakter ihn jünger als das Albarese zu bezeichnen) zu geben, haben wir



Fig. 2.
Tektonischer Kontakt zwischen Silur und Mylonit bei Capo Bianco.

an dieser Stelle also eine vorzüglich aufgeschlossene Überschiebung von Silur auf posteocänem Granit vor uns. Wie man an den Abhängen des verlassenen Tagebaues beobachten kann, und wie es auch aus der Photographie Fig. 2 deutlich ersichtlich ist, ist die geschilderte tektonische Störungsfläche eine flache Überschiebungsfläche, die nur mit wenigen Graden gegen Westen bis Nordwest einfällt. Eine Deutung dieser Erscheinung als Verwerfung ist vollständig ausgeschlossen.

II. Das untere Ortano-Tal.

Ungefähr 10 km nördlich von der eben beschriebenen Lokalität mündet an der Ostküste der Insel das Ortano-Tal. Auf dem Wege dorthin bleibt man ständig in den früher als gneis- und z. T. turmalinführende Glimmerschiefer bezeichneten Gesteinen, die aber, wie von uns weiter unten (S. 912 ff. dargelegt ist, als Mylonite zu bezeichnen sind. Während der Wanderung längs der Küste fiel uns auf, daß von den Bergen hier und da Marmor und Brauneisenerze an das Meeresufer gebracht werden. Beim Hinaufsteigen am Südabhang des unteren Ortano-Tales finden wir die Erklärung dieser Erscheinung. Über dem „Mylonit" folgt hier ein mächtiges Lager grau-weißen Marmors, an dessen Basis metasomatisch Eisenerze ausgeschieden sind. Im Talboden ist am rechten Gehänge der Kontakt des Marmors gegen den Mylonit klar aufgeschlossen. Der krystalline Kalk ruht hier an einer steilen Begrenzungslinie neben dem Mylonit. In der Nähe der Grenze beider Gesteine war im Mylonit eine besonders heftige Verruschelung zu erkennen. Überlagert wird der Marmor von einem wohlgeschichteten, ebenfalls krystallinen Mergelkalk. Talaufwärts wandert man noch geraume Zeit in diesen krystallinen Gesteinen, bei deren Studium sich in ihrem Habitus eine auffallende Ähnlichkeit mit den Eocänbildungen (Macigno und Albarese) aufdrängte, die wir einen Tag vorher auf dem Wege von Portoferrajo nach dem Mte. Capaune kennen gelernt hatten. Beide Male waren innerhalb schiefriger Gesteine verschieden hell oder dunkel gefärbte Kalklinsen eingelagert, nur daß westlich Portoferrajo bis zum Golf von Procchio unveränderte Gesteine anstanden, während wir es hier mit metamorphen zu tun hatten. Es erschien uns daher nicht ausgeschlossen, in diesen umgewandelten Kalken und Schiefern eine veränderte Ausbildung des normalen Tertiärs auf dem mylonitisierten Granit vor uns zu haben. Die hier ebenso wie im Westen der Insel vorhandene Vergesellschaftung mit Serpentin vermochte diese Deutung nur zu stützen.

Weiter talaufwärts legt sich auf dieses Schichtensystem Silurschiefer. In der Nähe ihrer Auflagerungsfläche[1]) sind sie stark gestört und gefältelt, so daß der Auffassung, die Silurschiefer seien hier wie am C. Bianco in sich etwas verschoben, keine Schwierigkeit entgegenstehen würde. Solche Verschiebungen längs „Gleitbrettern" (A. SPITZ) sind nicht selten; sie

[1]) Die Auflagerung selbst war hier nicht aufgeschlossen.

sind manchmal, aber wohl nicht mit Recht, als Decken gedeutet. Im Hangenden des Silurs folgen alsdann wieder die bereits bei Beschreibung der Aufschlüsse S. Caterina—Terranera genannten normal auflagernden permischen, mesozoischen und tertiären Schichten.

Von diesem Aufschluß unterscheidet sich das vorher unter I geschilderte Profil also nur dadurch, daß zwischen dem liegenden Mylonit und das überschobene Silur noch metamorphe Kalke und Schiefer eingeschaltet sind.

III. Casa Perna—Casa Ciollini.

Die Fahrstrecke Portoferrajo—Porto Longone verläßt man bei der Casa Perna und steigt in der Fossa di Mar di Carvisi

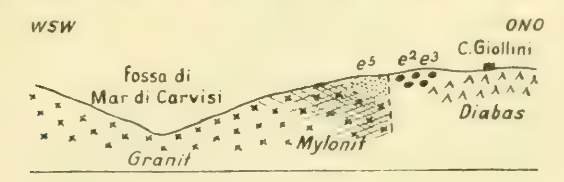


Fig. 3.
Profil bei Casa Perna.

am östlichen Talgehänge empor[1]). Hier findet sich anstehend Elbaner Granit, doch selten in ganz normaler und gesunder Ausbildung, dazwischen gestreckte Gesteine, die Glimmerschiefern ähneln. Man ist zeitweise im Zweifel, ob ein Granitkontakt gegen Gneis oder Glimmerschiefer vorliegt, oder ob eine mechanische Deformation der Granitmasse (Mylonitisierung) eingetreten ist. Je weiter man jedoch nach oben steigt, gewinnt letztere Ansicht die Oberhand. Die gestreckten Gesteine überwiegen, schließlich sind echte Mylonite vorhanden. Auf der Höhe stellen sich stark gepreßte dynamometamorphe Eocänschichten, und zwar Macigno und Albarese („e^5" der Karte), ein. Es folgen grüne Gesteine und Eocän der kalkighornsteinreichen Facies im Sinne TERMIERS („e^2, e^3" LOTTIS).

In einem Profil dargestellt, ergeben diese Aufschlüsse das Bild von Fig. 3.

[1]) Die LOTTIsche Karte zeigt hier posteocänen normalen Granit und turmalinführenden Eurit an, sowie turmalinführende Gneise und Glimmerschiefer.

Auf beiliegender Photographie von Gesteinsanschliffen sieht man in Nr. 1 den unveränderten Granit der Unterlage, wie er z. B. bei S. Piero in Campo gefunden wird, in Nr. 2 den Granit in der Tiefe des Tals bei Casa Perna, der deutlich als solcher zu erkennen ist, aber schon gerundete Orthoklasbruchstücke, Quarztrümmer, zerflaserten Biotit zeigt. In Nr. 3 kann man noch die hellen größeren Orthoklasbruchstücke erkennen; doch ist die Hauptmasse des Gesteins in einen dunkelgrauen geschieferten Brei verwandelt. Der Biotit ist chloritisiert und zu Flasern gestreckt.

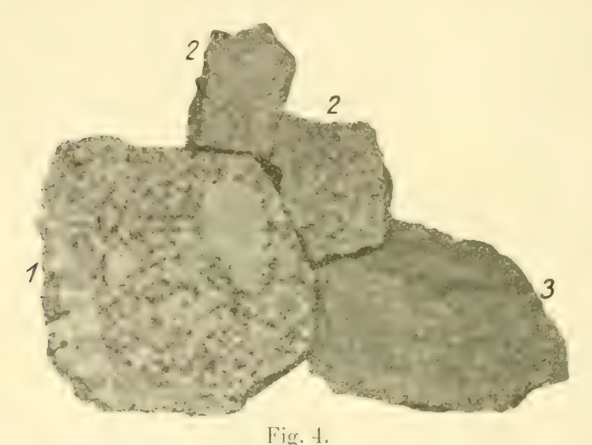


Fig. 4.
Anschliffe von Gesteinen des Grundgebirges.

Im Dünnschliff sieht man in 2, daß der Plagioklas scheinbar gebogen, in Wirklichkeit in verschieden orientierte Felder zerlegt ist. Der Orthoklas ist zertrümmert und mikroperthitisch, was z. T. wohl von gepreßten primären pegmatitischen Verwachsungen herrührt.

Der Mylonit in 3 besteht in der mylonitischen Grundmasse zu etwa $^1/_3$ aus zertrümmertem Orthoklas, zu $^1/_3$ aus Quarzkörnern und außerdem aus Zoisit, Sericit und Chlorit. — Hier wie sonst in den Myloniten wird der Plagioklas zersetzt. Zoisit, Quarz, Albit und Myrmekit sind wohl seine Umwandlungsprodukte. Diese sowie die Chloritisierung erfordern Zutritt von Wasser; also muß die Überschiebung eine Erhitzung des feuchten Gesteines bewirkt haben, oder es müssen Wasserdämpfe hinzugetreten sein. Letzteres ist fast wahrscheinlicher. Die Aufreißung der Erdkruste war wohl von Dampfexhalationen begleitet.

IV. Mte. Fabrello.

Das Profil am Mte. Fabrello nimmt im Streit der Meinungen um die tektonischen Verhältnisse Elbas die erste Stelle ein. Als wir es von der Casa Marchetti aus auf dem von TERMIER[1]) eingehend beschriebenen Wege begingen, fanden wir die Aufschlüsse hier äußerst klein und mangelhaft. Die recht üppige Vegetation schien sie im Laufe der Jahre mehr und mehr verdeckt zu haben.

Wir sahen östlich der genannten Casa, die ebenfalls an der Straße Portoferrajo—Porto Longone gelegen ist, zunächst etwas Mylonit, dann Silur, das mit Eocän (Albarese) heftig verpreßt erschien. Auch eine Serpentinlinse befand sich innerhalb dieses anormalen Kontaktes. Ferner war hier in einem kleinen Aufschluß ein krystalliner Dolomit zu beobachten. Später längs des Fußweges gegen N wurden die Anbrüche des anstehenden Gesteins so gering und unsicher, daß man hier und da nur unzusammenhängende Aufschlüsse schiefriger, z. T. auch metamorpher Gesteine, einmal auch eisenschüssige sandige Schichten bemerken konnte.

Wie gesagt, fanden wir diese Aufschlüsse in einer recht ungünstigen Verfassung, so daß sich über ihren tektonischen Wert weniger Bestimmtes sagen läßt als über die vorher geschilderten.

Zu erwähnen sind im Silur des Mte. Fabrello kleine, aber deutliche Chiastolithkrystalle, die zeigen, daß das Silur hier wie bei Terranera kontakt metamorph ist. Ob dies durch einen eocänen Granit, der in der Gegend der Deckenwurzeln der Serie III vielleicht nicht an die Oberfläche drang, bewirkt wurde, oder ob Gneismetamorphose vorliegt, ist unsicher.

Die Valdana und die Steinbrüche bei Porto Longone gewähren bessere Aufschlüsse in das von P. TERMIER als Mylonit diagnostizierte Gestein. So sehr auch unseres Erachtens die Deutung von TERMIER zutrifft, so sind diese Stellen doch weniger überzeugend als die oben beschriebenen Aufschlüsse und Gesteine von Casa Perna—Casa Ciollini. Der geschieferte Mylonit bei Porto Longone ist kaum der ganz normale Granit. Man sieht u. d. M. Quarz häufig, Orthoklas selten, neben Biotit tritt reichlich und relativ gut erhaltene Hornblende auf. Plagioklas ist nicht nachweisbar, Zoisit und Sericit sind selten. Interessant ist der Aufschluß im Steinbruch (an der Ecke,

[1]) Sur la tectonique de l'île d'Elbe, a. a. O., S. 114.

kurz bevor die Straße an das Meer tritt) deshalb, weil Aplitgänge in diesem Gestein zwar auch zertrümmert, aber doch weit besser erhalten sind. Sie zeigen mikroperthitischen Orthoklas, Quarz, etwas Chlorit, Biotit und Hornblende. Die Kontinuität der Gänge ist gewahrt, und das zeigt, daß die Verschiebungen im Mylonit, die zur Schieferung führen, durch kontinuierliche, vielleicht sogar homogene Deformation bewirkt sind. An manchen Stellen sind allerdings die Gänge auch abgerissen und ausgequetscht.

Die Schieferung des Mylonits ist der Stärke und Richtung nach wechselnd und verschieden von der in Glimmerschiefern und echten krystallinen Schiefern.

Die Mylonite in Valdana, über die sich eine ausgedehntere Kontroverse zwischen P. TERMIER[1]), V. NOVARESE und P. ALOISI entsponnen hat, sind weniger charakteristisch. Erst wenn man viele Mylonite gesehen hat, wird man die in Valdana als solche erkennen.

Kontaktmetamorphose am Eocän bei Pila.

Das Alter des Granits von Elba ist eingehend von G. VOM RATH, LOTTI, DALMER, BUCCA, NESSIG, neuerdigs wieder von LOTTI diskutiert worden. G. VOM RATH und MENEGHINI, DALMER, NESSIG halten den Granit für jünger als Macigno (also Jura-Eocän), BUCCA dagegen für paläozoisch. LOTTI[2]) kam neuerdings zum Schluß, daß am Mte. Capanne ein Kontakt sicher festgestellt sei, daß aber der Übergang dieser Kontaktgesteine in Eocän nicht aufgeschlossen und daher nicht nachweisbar sei und die Kontaktfelsen als Lias zu deuten seien. Wir haben an der Straße von Pila nach S. Ilario, die neueren Datums ist, den allmählichen Übergang des Eocäns (Albarese) in Kontaktfelsen gesehen. Zuerst wird der dort fast nur Kalkcarbonat enthaltende Kalkstein fleckig; es sondern sich Adern und Linsen verschiedener Farbe aus. Dann nimmt der Gehalt an Kieselsäure und Tonerde zu; das Gestein wird schließlich ein harter, Granat führender Hornfels. Die Hornfelsen sind dort an dieser Straße durch eine wenig mächtige Zone von Serpentin unterbrochen. Ob dies eine tektonisch eingeklemmte Scholle oder ein in situ umgewandelter Peridotit ist, läßt sich kaum entscheiden. Erst dann folgt der porphyrische turmalinführende Mikrogranit, wie er für den Mte. Capanne charakteristisch ist.

1) Vgl. P. TERMIER, C. R. **152**. S. 826. 1911.

2) LOTTI: Geologia della Toscana, S. 62. — K. DALMER: N. Jahrb. Min. 1894, I, S. 99. — L. BUCCA: Rendic. Acc. Linc. VII, 2, fascic. 8, 1891.

Ergebnisse.

Wie verhalten sich nun die Ergebnisse der oben beschriebenen, von uns beobachteten Profile zu den geologischen Streitfragen über die tektonischen Verhältnisse der Insel Elba?

Unsere Beobachtungen bestätigen die TERMIERschen ganz allgemein insofern, indem sie besonders in unseren Profilen I und II (S. Caterina-, Terranera- und Ortano-Tal) horizontale Schollenbewegungen auf Elba zur Gewißheit machen. Ja, wenn man will, vermag man aus allen vier beschriebenen Profilen eine Bestätigung der von TERMIER entwickelten Ansichten herauszulesen. Denn das Profil des Ortano-Tales zeigt, wie er es verlangt, zwischen basalem Mylonit und übergeschobenem Silur seiner Nappe III eine Zone metamorpher Kalke und Schiefer mit grünen Gesteinen (Schistes lustrés der Nappe II). Profil III (Casa Perna — Casa Ciollini) läßt sich mit dem von TERMIER vom Mte. Castello gezeichneten[1]) identifizieren, durch welches nachgewiesen werden soll, daß Nappe III deckenförmig über Nappe I liegt und das Gebiet im Zentrum der Insel zwischen Mte. Fabrello und Mte. Castello ein Fenster darstellt. Endlich kann man aus dem Profil des Mte. Fabrello (IV) trotz der Unvollkommenheit der Aufschlüsse eine tektonische Überlagerung von Silur über Mylonit unter Einschaltung linsenförmiger Schollen von Schistes lustrés herauslesen.

Einer so weitgehenden Übereinstimmung möchten wir jedoch nicht das Wort reden, sondern müssen darauf hinweisen, daß sich uns bei Begehung des Ortano-Tales die Deutung aufdrängte, die krystallinen Schichten unter dem übergeschobenen Silur könnten metamorphes Eocän darstellen. Einen stichhaltigeren Beweis für unsere Meinung als TERMIER für die seinige können wir allerdings leider auch nicht bringen, da wir ebenfalls nur auf Grund petrographischer Ähnlichkeit zu unserer Bestimmung gelangten. In solchen Fällen wird es aber wohl stets schwer halten, mit besseren Beweisen zu dienen, da man auf Fossilfunde in den stark umgewandelten Schichten wird vergeblich hoffen können. Unsere Ansicht hat aber gegenüber der TERMIERschen den Vorzug, daß sie eine Vereinfachung bringt, da wir hier mit einer Überschiebung auskommen können und nicht mit zwei Decken zu rechnen brauchen.

Das Profil III zwischen Casa Perna und Casa Ciollini als Beleg für eine deckenförmige Überlagerung des Mte. Castello und des ganzen Gebietes im Osten der Insel bis zur Linie

[1]) Sur la Tectonique de l'ile d'Elbe, a. a. O., S. 149.

Porticciolo—Terranera zu benützen, kann der eine von uns (H. ARLT) sich zunächst noch nicht entschließen, da wir etwas Derartiges dort nicht beobachtet haben. Was man sah, schien zwar, wie oben geschildert, auf eine Störung hinzudeuten, ihr aber eine derartige Bedeutung zuzumessen, scheint kein Zwang vorzuliegen, besonders deshalb nicht, weil, wie weiter unten noch erwähnt werden wird, zwei verschiedene Eocänfacies auf Elba bisher kaum bewiesen sind.

Besondere Erwähnung verdienen noch die grünen Gesteine, hauptsächlich aus dem Grund, weil STEINMANN ihrer Ausbreitung in seiner Synthese des Apennins[1]) eine sehr große Bedeutung zumißt, und auch TERMIER sie als wesentliche Charakterisierungsmerkmale seiner Nappes II und III benutzt. Wie die geologische Karte zeigt, und wie wir uns bei unseren Exkursionen überzeugen konnten, lassen sich auf Elba grüne Gesteine in beiden, oder, wenn die TERMIERsche Deutung zu Recht besteht, in allen drei tektonischen Elementen beobachten. Allerdings besteht ein gewisser qualitativer Unterschied, indem ihr Vorhandensein in der basalen Serie neben Granit und Eocän spärlicher ist als in den überschobenen Schollen, wo Serpentine und Diabase eine recht große Ausdehnung haben. Immerhin wird man auf Elba auf ihr Vorkommen niemals das Charakteristikum einer Decke begründen können; eine Tatsache, auf die auch TARAMELLI[2]) bereits hingewiesen hat.

Der eine von uns (H. ARLT) möchte auf eine Schwierigkeit in der TERMIERschen tektonischen Auffassung hinweisen. Es muß auffallen, daß die große Granitkuppel des Mte. Capanne wie überhaupt der ganze westliche Teil der Insel jenseits der Linie Portoferrajo—Golfo dell'Acona nicht die geringsten Spuren des Hinweggleitens der von ihm angenommenen beiden Decken zeigen. Der Granit selbst erscheint hier vollständig normal und frisch, ohne auch nur im geringsten durch Faltung oder Pressung in Anspruch genommen zu sein. Diese Tatsache ist um so bemerkenswerter, als wir im Osten der Insel eine Mächtigkeit der Mylonitbildungen haben wie selten irgendwo. Das Hilfsmittel, die höheren Decken seien über dem noch heut zu einer Höhe von über 1000 m aufragenden Mte. Capanne durch Erosion entfernt, während wir sie wenige Kilometer gegen Osten im Niveau des Meeresspiegels oder auf

[1]) G. STEINMANN: Alpen und Apenninen. Diese Zeitschr. 1907, Mon.-Ber. S. *177—183.*

[2]) TARAMELLI: A proposito di una nuova ipotesi sulla struttura dell' Apennino. R. Ist. Lombardo di sc. e lett. Rediconti, Ser. II, Bd. 41, 1908, S. 126—139.

Hunderten von Metern mächtiger Mylonite finden, scheint mir doch zu wenig befriedigend.[1])

Greift man aber anderseits zur Annahme kurzer Schübe, und stellt man sich den Bewegungsvorgang vielleicht in ähnlicher Weise vor, wie es LEPSIUS[2]) mit der Entstehung des Harzes getan hat, so steht das nahe Nebeneinanderliegen der zwei Eocänfacies, eine der wichtigsten Stützen des TERMIERschen Deckenschemas, einer solchen Deutung im Wege.

Doch möglicherweise ist dieses Hindernis nur ein scheinbares! TERMIER benützt die LOTTIsche Gliederung des Eocäns, die letzterer in folgender Weise ausgeführt hat[3]):

1. Wechsellagernde Kalke, Schiefer und Sandsteine,
2. Bunte Nummulitenkalke,
3. Rötliche, grünliche und hellgraue Kalke,
4. Radiolarienhornsteine und manganhaltige Kieselschiefer,
5. Diabase,
6. Euphotid,
7. Serpentin,
8. Kalke (Albarese) und Schiefer mit Spuren von Nummuliten,

dazu, den hangenden Albarese und Macigno (1.) von den übrigen Gliedern abzutrennen und ihn als gleichwertiges, nur

[1]) Anm. von H. ARLT. Nachdem die vorliegende Notiz abgeschlossen war, haben P. TERMIER und J. BOUSSAC im Anschluß an ihre Untersuchungen bei Savona (Le massif cristalline ligure. Bull. Soc. géol. France 1912, 4. Ser., Bd. XII, S. 272) über die Beziehungen zwischen Alpen, Dinariden und Apennin ebenso geistreiche wie weitgehende Schlüsse gezogen. Danach hätten wir es im krystallinen Massiv Liguriens, als dessen Äquivalent auf Elba die granitischen Gesteine zu gelten hätten, mit der dinarischen Masse zu tun. Diese soll sich in ost—westgerichteter Bewegung auf das bei Savona aufgeschlossene alpine System heraufgelegt haben, während die hangende Apennin-Serien als im Zustand der Ruhe gedacht, durch eine Bewegung „in inversem Sinne" zu Decken übereinander bzw. untereinander geschoben sei.

Auch bei einer derartigen Deutung muß es, abgesehen von der Kühnheit des Gedankenfluges, als auffallend bezeichnet werden, daß die „Dinariden" dort, wo sie zwischen dem alpinen System im Liegenden und den Apennin im Hangenden, wohl am weitesten von ihrem Wurzelgebiet im Osten entfernt, vorgestoßen erscheinen, nämlich im Mte. Capanne auf Elba, am frischesten und am wenigsten von ihrer Über- und Unterschiebung beschädigt auftreten.

[2]) R. LEPSIUS: Geologie von Deutschland, Bd. II, S. 363, besonders die Tafeln I und II.

[3]) B. LOTTI: Osservazioni geologiche sulle isole dell Archipelago toscano. Boll. dell R. Comit. geol. d'Italia 1884, S. 56—61.

faciell anders geartetes Glied den übrigen Horizonten gegenüberzustellen.

Nach dem, was wir auf Elba zu beobachten die Gelegenheit hatten, scheint es aber noch keineswegs erwiesen, daß die rötlichen, grünlichen und grauen Kalke sowie die mächtigen Radiolarite das Eocän vertreten. So wurden wir bei einer Wanderung an der Küste nordöstlich Magazzini (Bucht von Portoferrajo) in den rötlichen Kalken lebhaft an die so charakteristische Scaglia der Südalpen erinnert. Diese werden hier von mächtigen Hornsteinkalken unterlagert, in denen man allerdings vergeblich nach Aptychen sucht. Bezüglich dieser Bildungen auf Elba kann wohl auch die Ansicht von STEINMANN zutreffen, der nach dem Vorgange von ZITTEL[1]) für analoge Gesteine im Apennin cretaceisches bis oberjurassisches Alter in Anspruch nimmt. Es scheint, daß für diese Ansicht sogar LOTTI selbst ins Feld geführt werden kann, welcher schreibt[2]), daß die Hornsteine im Hangenden in rötliche, weiße und graue Kalke übergehen, in deren oberem Teil Nummulitenschichten mit *N. Biarritzensis*[3]) gefunden worden sind. Es bleibt also in den liegenden Kalk- und Hornsteinbildungen Raum genug, daß darin Kreide und auch oberster Jura vertreten sein könnten.

Anderseits würde dann das LOTTIsche Eocänprofil, welches an der Basis der Radiolarite wieder Macigno und Albarese anführt, die Annahme einer tektonischen Überlagerung möglich erscheinen lassen.

Die Auffassung, die der andere von uns (J. KOENIGSBERGER) bez. der verschiedenen Mylonitisierung des Granits und der Überschiebung im ganzen hat, ist etwa folgende: Die Decken in Schottland, Skandinavien zeigen eine Überschiebung des oberen Granits auf einer fast ruhenden Schieferunterlage. Hierbei wurde der untere Teil der Decke mylonitisiert, die Unterlage aber wenig beeinflußt. In Elba liegen die Dinge umgekehrt. Die granitische Unterlage ist zermalmt und geschiefert, also muß wohl diese sich bewegt haben. Die Schiefer- oder auch Eocändecke ist weniger verändert. Doch ist auch hier auf 10—50 m eine Dynamometamorphose wahrnehmbar. Der Grad der Mylonitisierung ist sehr wechselnd. Teile wie der Mte. Capanne dürften sich nur als Ganzes bewegt haben und

[1]) ZITTEL: Geologischer Bau der Zentral-Apenninen 1876. Geogn.-palaont. Beiträge, Bd. II.

[2]) B. LOTTI: Geologia della Toscana, S. 151.

[3]) *N. Biarritzensis* = *N. syn. atacicus*. Lutitien supérieur. cf. HAUG: Traité II, S. 1461.

sind daher nicht beeinflußt, während z. B. die Mylonitmasse des Mte. Calamita[1]), wohl die mächtigste der Insel, von 413 m bis 0 m über dem Meer gleichmäßige Zertrümmerung und sekundäre schwach geneigte Schieferung aufweist. Außerdem dürfte wohl der Gipfel des Mte. Calamita, wie die Erzlager zeigen, die meist gerade am Silur aufhören, an der Basis der Decke gelegen haben, der Mte. Capanne dagegen tief unterhalb. Die östliche Hälfte der Insel ist eben nach der Deckenbildung wohl infolge des Mittelmeereinbruchs stark abgesunken. Die Mylonitisierung der Unterlage könnte durch die Bewegung derselben, also durch Unterschiebung bedingt sein. Die Silurschiefer haben hier wie in Skandinavien die Gleitbewegung erleichtert; nur sind sie in Elba Decke, in Skandinavien Unterlage. Bezüglich der Auffassung des Eocäns sind wir beide gleicher Ansicht.

Das Ergebnis unserer Beobachtungen auf Elba läßt sich kurz dahin zusammenfassen, daß trotz mancher Unsicherheiten in der Deutung von Einzelheiten und größeren Gesteinskomplexen der tektonische Aufbau dieser Insel im Gegensatz zur Ansicht der italienischen Geologen durch horizontale Bewegungen hier wie in anderen Faltengebirgen des alpinen Typus erklärt werden muß.

Anhang.

Breccienbildung bei Elba.

An der Küste, an der Bucht von Portoferrajo, machten wir einige interessante Beobachtungen über die Entstehung von Kalkbreccien.

Dort bildet heute das Meer zwei Arten von Breccien, die durch Kalkcement verkittet sind. Nahe nebeneinander finden wir eine Breccie mit runden und eine mit eckigen Bruchstücken; beide sind etwa 3 m mächtig. Die „runde" Breccie liegt an der Flachküste und reicht vom Meeresboden, und zwar von der Grenze der Ebbe, bis etwa 3 m aufwärts; hier sind die vom Meer gerollten und gerundeten Stücke verkittet. Das an der Küste mit Kalk gesättigte Wasser verdunstet bei der Ebbe und gibt so das Kalkcement ab. Die eckige Breccie findet sich oberhalb etwa 3 m über dem Meer, da, wo die Küste steil, aber nicht ganz senkrecht abfällt. Die eckigen Bruchstücke sind durch Verwitterung und Absprengung aus den Eocänkalkwänden ent-

[1]) P. Termier hat diese Masse noch als Gneis bezeichnet, doch ist das Gestein weder ein Ortho- noch ein Paragneis, sondern ein Mylonit. Man erkennt das am Fehlen von unverändertem Biotit und Plagioklas und der hochgradigen Kataklase.

standen und terrigenen Ursprungs; sie werden von dem emporgespritzten Wasser durchtränkt und bei dessen Verdunstung verkittet.

In der Flutzone wird der Kalk löcherig gelöst, unterhalb derselben ist das Gestein eben gewaschen. Dieser Prozeß kann die Verkittung der runden Breccie nicht wieder beseitigen, sondern nur ihre Mächtigkeit etwas verringern. Letztere wird durch immer neue Rollstücke. die verkittet werden, stärker vermehrt, als die mechanische und chemische Tätigkeit sie vermindert.

19. Zur Geologie von Katanga.

Von Herrn C. Guillemain.

Berlin, im Mai 1913.

Die Katanga-Provinz der heutigen belgischen Kongo-Kolonie nimmt die Südostecke dieses innerafrikanischen Riesenkolonialreiches ein. Physikalisch-geographisch kann sie wohl am treffendsten als das Gebiet der drei Hauptquellflüsse des Kongo, des Luapula, des Lufira und des Lualaba bezeichnet werden. Im Süden und Osten fallen die physikalich-geographischen Grenzen unmittelbar zusammen mit den politischen. Die Südgrenze ist die Wasserscheide zwischen Kongo- und Zambesi-Becken. Die Westgrenze wird bezeichnet durch den Seengürtel Bangwelo-, Moero-, Tanganika-See. Im Norden und Westen sind die Grenzen der politischen Provinz Katanga zurzeit noch rein theoretische. Im Westen war sie bisher eine Parallele zum 24. Längenkreis. Ganz kürzlich sind hier einige Verschiebungen auf Grund politischer, ethnologischer und verwaltungstechnischer Rücksichten eingetreten. Im Norden wird die Grenze vom fünften südlichen Breitenkreise gebildet.

Geologisch-stratigraphisch zeigt dies gewaltig ausgedehnte Gebiet eine verhältnismäßig weit größere Einfachheit und Einheitlichkeit, als man bisher anzunehmen geneigt war. Als Hauptmerkmale dieser Übereinstimmung muß die Fossilleere der ganzen Schichtenfolge zuerst genannt werden, sodann das häufige Wechsellagern ähnlicher Gesteinsschichten. Beide Tatsachen scheinen auf eine durch sehr lange Zeiträume fortwirkende Gleichmäßigkeit in den Klima- und den Absatz-Bedingungen hinzuweisen.

Einen Überblick über die bis zur Gegenwart bekanntgewordenen Beobachtungen und Veröffentlichungen, soweit sie die geologischen Verhältnisse des Landes betreffen, wird am besten das nachfolgende Literaturverzeichnis gewähren.

1. **J. Cornet**: Rapport géologique sur l'itinéraire de Lusambo à Bunkeya. Mouvem. géogr. 1892, Nr. 28.
2. **Derselbe**: Aperçu géologique de la partie méridionale du bassin du Congo. Bull. Soc. roy. belge de Géogr. 1893.
3. **Derselbe**: Le sol du Katanga au point de vue agricole. Bull. Soc. roy. de Géogr. d'Anvers 1893.
4. **Derselbe**: Rapport sur son voyage au Katanga. Ebenda, 19. April, 14. Mai, 11. Juni 1893.
5. **Derselbe**: Coupe géologique de la chaine des Kwandelungu. Ebenda, 25. Juli 1893.
6. E. Francqui und J. Cornet: L'exploration du Lualaba, depuis ses sources jusqu'au lac Kabele. Mouv. géogr., 1. October und 12. November 1893.
7. Dieselben: L'exploration du Lubudi. Ebenda 15. April 1894.
8. Dieselben: Le Plateau des Sambas. Ebenda 22. Juli 1894.
9. **J. Cornet**: Les formations post-primaires du bassin du Congo. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. XXI, 1893—1894, Mém. S. 193. Karte 1 : 2000000.
10. **Derselbe**: Les gisements métallifères du Katanga. Mém. et Publ. Soc. des Sciences etc., du Hainaut V. Série, Bd. VIII, 1896 paru en 1894, S. 3. Reproduit dans Bull. Soc. belge de Geologie, Bd. XVII, 1903, trad. et reprod. S. 3.
11. **Derselbe**: Les dépôts superficiels et l'érosion continentale dans le bassin du Congo. Bull. Soc. belge de Géol., Bd. X., 1896 Mém. S. 44.
12. **Derselbe**: Observations sur les terrains anciens du Katanga faites au cours de l'Expédition Bia Francqui 1891—1893. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. XXIV, 1896—1897, Mém. S. 25.
13. **Derselbe**: La géologie de la partie sud-est du bassin du Congo et les gisement métallifères du Katanga. Avec une carte à 1 : 2000000. Revue univers. des Mines etc., 3. Série, Bd. XXVIII, 1894.
14. H. Büttgenbach: Au Katanga. Les Mines de Kambove. Rapport au Comité spécal du Katanga, daté du 24. Juli 1902. Mouv. géogr. Nr. 48, 1902.
15. J. Cornet: Les mines de Kambove au Katanga, à propos du rapport de Mr. l'ingénieur Büttgenbach. Bull. Soc. belge de Géologie, Bd. XVI, 1902, proc. verb. S. 651.
16. G. Grey: Tanganyika Concessions, Limited. Reports on the Discoverics made by Mr. George Grey's Expédition in Northern Rhodesia and Congo Free State, and Report by Mr. J. R. Farvell, Mining Engineer. London, Februar 1913.
17. H. Büttgenbach: Les gisements de cuivre de Katanga. Ann. Soc. Géol. de Belgique, Bd. 31, 1903—1904, p. M. 515.
18. Derselbe: Les dépôts aurifères du Katanga. Bull. Soc. belge de Géologie, Bd. XVIIII, 1904, Mém. p. 173.
19. **J. Cornet**: Les dislocations du bassin du Congo I. Le Graben de l'Upemba. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 32, 1904—1905, Mém., S. 205.

20. **H. Büttgenbach**: Tremblement de terre au Katanga en 1902. Bull. Soc. belge de Géol., Bd. XVIII, 1904, proc. verb., S. 143.
21. **Derselbe**: Observations géologiques faites au Marungu (1904). Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 32, 1904 – 1905, p. M. 315.
22. Derselbe: Le gite auro-platinifère de Ruwe. C. r. du Congrès intern. des Mines etc., Sect. de. Géol. appliq. Liège 1905
23. Derselbe: La cassitérite du Katanga. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 33, 1905—1906, p. M. 49.
24. Derselbe: Quelques faits à propos de la formation des pépites d'or. Les veunes métallifères du Katanga. Ebenda S. 55.
25. Derselbe: L'avenir industriel de l'État Indépendant du Congo. Rev. univ. des Mines etc., 4. Série, Bd. XIV, 1906, S. 114.
26. G. Grey: Tanganyika Concession, Limited, Engineers and Managers Reports on the Gold, Tin and Copper Mines of Katanga (Congo Free State) etc. London 1906.
27. **J. Cornet**: Sur la distribution des sources thermales au Katanga. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 32, 1905 – 1906, S. 205.
28. T. W. T. Atherton: Report on the Copper Deposits of the Katanga in the Congo Free Staate. Publié par la Tanganyika Concessions Company Lt., London 1907.
29. **J. Cornet**: Les couches du Lualaba. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 35, 1907—1908, S. B. 99.
30. **Derselbe**: Formation du terreau tourbeux dans les roselières à Papyrus du lac Kabelé (Katanga). Ann. Soc. géol. de Belgique. Bd. 35, 1907—1908.
31. **Derselbe**: Tectonique et morphologie du Katanga. Ann. du Musée du Congo, Géologie etc., Série II, Bd. I, 1908, S. 75.
32. **Derselbe**: La géologie de l'itinéraire de Kabinda à Kikondia, d'après les échantillons receuillis par Mr. l'ingénieur Lancsweert. Bull. Soc. belge de Géologie, Bd. XXII, 1908, Mém. S. 83.
33. H. Büttgenbach: Les mines du Katanga, Conférence faite à la Societé belge des Ingénieurs et des Industriels, le 18. Mars 1908. Bruxelles, Lesigne 1908.
34. Derselbe: Le Congo deviendra-t-il un pays minier? Bull. Soc. belg. d'étud. colon., 1908, Nr. 2.
35. Derselbe: Les gisements miniers du Katanga. Ann. du Musée du Congo, Géologie etc., Série II, Bd. I, 1908, S. 17.
36. J. R. Farrell: The Copper and Tin Deposits of Katanga. Engin. and Mén. Journ., Bd. 90, Nr. 15, 1908.
37. A. Gibb: Report on the Star of the Congo Mine. Publié par la Tanganyika Concessions Cy. Lim. London 1908.
38. Derselbe: Report on Kambowe Nr. 2 Mine Publié par la Tanganyika Concessions Cy. Lim. London 1908.
39. **F. E. Studt**: Carte géologique du Katanga (1:500000) et note explicative. Ann. du Musée du Congo, Géologie etc., Série II, Bd. I, 1908.
40. **J. Cornet**: Sur la répartition des tremblements de terre dans le bassin du Congo. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 36, 1908 bis 1909, p. B. 264.
41. H. Büttgenbach: Sur une roche diamantifère trouvée au Congo belge. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 36, 1908—1909, p. B. 77.
42. **F. E. Studt**: Some notes on the Geology of the Katanga Country and Copper Belt. Transact. of the Geol. Soc. of South Africa, Bd. XII, 1909, S. 159.

43. **J. Cornet**: Sur la Géologie du Lualaba, entre Kassongo et Stanleyville. Ann. de la Societé Géologique de Belgique, Bd. 36, B. 230, 1909.
44. S. H. Ball and M. K. L. Shaler: Mining Conditions in the Belgian Congo (Congo Free State). Trans. Amer. Instit. of Min. Engin. 1910.
45. A. Gercke: Die Bergbauverhältnisse im Kongostaate. Berg- und Hüttenmännische Rundschau, Kattowitz 1910.
46. **F. F. Mathieu**: Annonce de la découverte de végétaux fossiles à Kongolo. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 38, 1910—1911, p. B. 311.
47. **Derselbe:** Observations et renseignements sur des tremblements de terre dans la région du Tanganyika et dans le Nord du Katanga, publiés par E. L. In: Ciel et Terre, Juni 1911, S. 191.
48. E. Deladrier: Les Kundelungu. Mouvem. géogr., 10. September 1911.
49. O. Stutzer: Mitteilungen über die neuen Verordnungen betreffs Aufsuchen und Aufschließen nutzbarer Lagerstätten in Katanga, Belgisch-Kongo. Zeitschr. f. prakt. Geol. XIX, 1911, H. 4.
50. Derselbe: Die Kupfererzlagerstätte Etoile du Congo im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, H. 7, S. 240. Berichtigung: H. 8, S. 288.
51. **J. Cornet**: Le Katanga. Province Belge. Association des Licenciés sortis de l'Université de Liège Oeuvre Mutuelle Scientifique d'Expansion Belge. Oktober 1911, Chapitre V. Mines. Annexes: Bibliographie Générale du Katanga, Bibliographie spéciale des gisement miniers du Katanga.
52. **O. Stutzer**: Über Dwyka-Konglomerat im Lande Katanga, Belgisch-Congo. Diese Monatsber. 1911, Nr. 12, *S. 626—629.*
53. **E. Grosse**: Dwyka-Konglomerat und Karoosystem in Katanga. Diese Monatsber. 1912, Nr. 6, *S. 320—321.*
54. **O. Stutzer**: Über glaziale Konglomerate im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. Diese Monatsber. v. 65, Nr. 2, 1913, *S. 114.*

Cornet hat zwar bereits (50: 145—154) sehr vollständige bibliographische Verzeichnisse zusammengestellt, auf denen natürlich auch das Obige fußt, doch enthält seine Bibliographie générale, neben geologischen, auch alle Arbeiten geographischen, klimatologischen, ethnographischen, wirtschaftspolitischen usw. Inhaltes. Von seiner „Bibliographie spéciale des gisement miniers du Katanga“ (50: 152) sagt er andererseits selbst: „Cette bibliographie, mise à jour en octobre 1911 ne contient que l'étude des gisements miniers en eux-mêmes.“

In vorstehendem Verzeichnis ist versucht worden, alle Arbeiten zu vereinigen, deren Inhalt in irgendeiner Beziehung zur geologischen Kenntnis des Landes steht. Durch den Druck sind die für die folgenden Erörterungen vornehmlich in Betracht kommenden Arbeiten allgemein-geologischen Inhaltes besonders kenntlich gemacht worden. Die Mehrzahl der rein lagerstättlich-wirtschaftliche Fragen behandelnden Arbeiten und Berichte, ist nur der Vollständigkeit halber wieder abgedruckt worden.

In der Folge mag versucht werden, einen kurzen Abriß des Standes unserer geologischen Kenntnisse zu geben, wie sie durch die Arbeiten der angeführten Autoren vermittelt werden.

Nach CORNET wir das gesamte orographisch-hydrographische Becken des Kongo von einer Schichtenfolge erfüllt, deren jüngste Glieder das Innere des Beckens bedecken, während man von dort, nach den Rändern fortschreitend, in ziemlich regelmäßiger Aufeinanderfolge die verschiedenen Altersstufen dieser Folge bis zu den äußersten, ältesten Randgliedern antrifft, die stark gefaltet erscheinen.

Als das jüngste Glied dieses Schichtenkomplexes hätten dabei die Lubilache-Schichten, voraussichtlich triadischen Alters, zu gelten. Als die ältesten Glieder wären der krystallinen Schiefergruppe angehörende, vermutlich archäische Gesteine anzusehen, deren heutige Lage mit dem Emporquellen, gleichfalls überall an den Rändern des Beckens zutage tretender Eruptivmassen, hauptsächlich der Klasse der Granite angehörend, in Zusammenhang stände. Durch eine gewaltige, etwa NO—SW quer durch das Gesamtbecken verlaufende Dislokation ist das uns hier beschäftigende Becken schon in sehr frühem Stadium in zwei getrennte Teile, den nordwestlich gelegenen (Bassin von Urua) und den südöstlich gelegenen (Bassin von Katanga), getrennt worden. Innerhalb des letzteren sollen dann faciell verschiedene Ausbildungen verschiedenen Orts stattgehabt haben. Dementsprechend unterscheidet CORNET die „Facies occidental ou du Lualaba“ von der „Facies oriental ou de la Lufila“ im Katanga-Becken. Innerhalb dieser beiden faciell-verschiedenen und zeitlich gleichwertigen Schichtenreihen werden dann eine Anzahl einzelner Systeme unterschieden, die verschiedene Altersstufen darstellen sollen. CORNET ist zu dieser Auffassung gelangt durch seine geologischen Itinerar-aufnahmen bei der ersten Bereisung des bis dahin geologisch gänzlich unbekannten Landes. Dabei wurden durch verschiedene Gesteinsbeschaffenheit und gleichzeitige Unterschiede der Lagerung sich voneinander abhebende Schichtenkomplexe in einzelne Systeme getrennt und alsdann die Gesamtheit dieser Systeme zu einer Altersfolge von Schichten zusammenzufassen versucht.

Hierbei ergaben sich naturgemäß infolge der Fülle dieser verschiedenen Systeme, des Fehlens von jeglichen Fossilien, die zur relativen Altersbestimmung hätten dienen können, in einem tektonisch arg zerrütteten Gebiete Schwierigkeiten, die kaum lösbar zu sein schienen. Relativ einfach noch erschienen

diese Verhältnisse für die drei obersten, jüngsten Glieder der oben angeführten Schichtenfolge, die Lubilache-, die Lualaba- und die Kundelungu-Schichten. Diese zeigten sich, wo sie von CORNET beobachtet wurden, horizontal oder flach einfallend, nicht metamorphosiert, und waren durch die Unterschiede in ihrem litologischen Aussehen noch relativ leicht von einander zu unterscheiden und zu trennen. Dazu kam, daß CORNET zwischen Lualaba-(Lubilache-)Schichten und älteren Schichtensystemen in mehreren Profilen eine deutliche und scharfe Diskordanz beobachten konnte (12), sowie die Auffindung von Fossilien (Fischresten), welche die Horizontisierung der Lualaba-Schichten mit dem Perm wahrscheinlich machten. Die erwähnte Diskordanz, deren genaue Lage freilich noch zweifelhaft blieb, ist bezeichnenderweise die einzige in der gesamten von CORNET beobachteten und unterschiedenen Schichtenfolge, die er in situ beobachten konnte.

Um schnell ein Bild von der Auffassung CORNETs über die Altersstellung der verschiedenen von ihm beobachteten Systeme zu geben, die im einzelnen zu diskutieren, zu weit führen würde, mögen die Original-Tabellen hier folgend zum Abdrucke gelangen, die gleichzeitig die Wandlung der Auffassung erkennen lassen (13; 6).

D. Terrains détritiques Superficiels	III. Alluvions du fond des vallées II. Alluvions anciennes du flanc des vallées et des plateaux voisins I. Produits d'altération sur place
C. Formations Post-Primaires.	II. Système du Lubilache I. Système du Kundelungu

		β Facies occidental ou du Lualaba	α Facies oriental ou de la Lufila
B. Terrains Anciens Non-Métamorphiques	B. Bassin sud-est	Syst. de Kazembé Syst. de Moanga	Syst. de Katété
		Syst. de Kafunda Mikopo	Syst. du pays des Bassanga Syst. des Monts Muïombo Syst. de Kilassa.
	A. Bassin nord-ouest	II. Syst. du Lubudi I. Syst. du lac Kabélé	
A. Terrains Anciens-Métamorphiques		V. Syst. de la Lufupa IV. Syst. de Moachia III. Syst. du Nzilo II. Syst. du Fungé I. Syst. de Kissola	Syst. de Moachia Quartzites de Lufubo.

Tableau de la Classification des terrains anciens du sud-est du Bassin du Congo (12: 186).

			Région occidentale ou du Lualaba	Région orientale ou de la Lufila	
Primaires	Non Méta-morphiques	Bassin sud-ouest ou du Katanga	Syst. de Kazembé	Syst. de Katété	Carbonifère? (pars)
			Syst. de Kafunda-Mikopo	Syst. du Pays du Bassanga Syst. des Monts Muiombo Syst. de Kilassa	
		Région intermédiaire	Syst. de Moanga		Dévonien?
		Bassin nord-est ou de l'Urua	Syst. du Lubudi Syst. du Kabélé		
	Métamorphiques		Syst. de Moachia	Syst. de Moachia	Silurien?
			Syst. de la Lufupa Syst. de Nzilo Syst. de la Kissola	Quartzites du Lufubo	Précambrien?
Primitifs			Syst. du Fungé et massifs granitiques du Luembé, du Lomami, du Kilubilui; des Monts Hakansson, de la Lufupa, du Lubudi et du bassin du Luapula Roche éruptives diverses, ordinairement basiques		Archéen.

Hinsichtlich der tektonischen Veränderungen, die jene Gebiete betroffen haben, ist CORNET zu der Annahme gelangt, daß in der Hauptsache drei große Faltungsperioden und -systeme sich erkennen lassen, die in Parallele zu den in Europa bekannten großen Faltungsperioden, der huronischen der caledonischen und der hercynischen, gestellt werden können und die er wie folgt benennt (31; 187):

1. Plissements des terrains archéens, antérieur aux terrains métamorphiques.
2. Plissements des terrains métamorphiques.
3. Plissements des terrains non métamorphiques.

Ferner wird noch für die primären Schichten (älter als Kundelungu-Schichten!) das Vorhandensein zweier fast senkrecht zueinander verlaufender Faltungssysteme festgestellt, (31: 82 ff.), die Lualaba-Richtung, welche etwa SW—NO, die Lufira-Richtung, welche etwa SO—NW verläuft. Diese beiden Hauptfaltungsrichtungen stehen auch in Verbindung mit den Hauptbruchrichtungen. So verläuft beispielsweise der Graben von Upemba in der Lualaba-Richtung (19). In der tektonisch äußerst zerrütteten Gegend von Ruwe hätten wir es mit einem Scharungspunkte der beiden genannten Faltungssysteme zu tun. Auch die Erzanreicherungen gewisser Zonen jener Gebiete entsprächen diesen Richtungen und wären deshalb mit entsprechenden Spaltenbildungssystemen in Zusammenhang zu bringen. Hinsichtlich des relativen Alters der Schichtenbewegungen wird angenommen, daß solche sowohl in verschiedenen Zeitepochen sich auslösten, was durch Beobachtung von Diskordanzerscheinungen bewiesen sei, wie auch andererseits „ein und dasselbe stratigraphische System zu gleicher Zeit von Faltungen gänzlich verschiedener, sogar sich zu widersprechen scheinender Richtung betroffen worden sei".

Wichtig erscheint alsdann noch die Verbreitung der Eruptivgesteine, von denen CORNET einige vereinzelte basische erwähnt, deren Alter in die archäische Periode verlegt wird. Das Empordringen der meisten sehr zahlreichen Granite wird als jünger, aber ebenfalls noch in die archäische Periode fallend angesehen und endlich ein abermaliges Empordringen von Graniten, in Verbindung mit der Ausbildung großer tektonischer Linien (Brüche und Faltungen), angenommen. Noch jugendlichere Eruptivmassive werden ebenfalls erwähnt (hauptsächlich amygdaloide Gesteine), ohne daß der Frage ihres voraussichtlichen Alters nähergetreten wird.

STUDT (39 u. 42) ist auf Grund seiner späteren Untersuchungen im großen und ganzen zu ähnlichen Feststellungen wie vor ihm CORNET gelangt. Einzelne der von CORNET beobachteten Systeme sind, vermutlich, da nicht die gleichen Gegenden bereist wurden, nicht beobachtet worden, oder STUDT hat eine Trennung dieser nicht für zweckmäßig angesehen. STUDT hat für die von ihm beobachteten Systeme bis auf wenige Ausnahmen neue Namen gewählt und teilweise auch abweichende Schichtenkomplexe innerhalb eines solchen Systems zusammengefaßt. Dies ist außerordentlich zu bedauern, da es das allgemeine Verständnis und die einfache Orientierung in einer an sich schon kompliziert erscheinenden Sachlage erschwert. STUDT hat dann ferner im Katanga-Becken vier Diskordanzen verschiedenen Alters angenommen, von denen eine möglicherweise ident mit der von CORNET zwischen Lubilache und älteren Schichtengliedern in situ festgestellten sei mag. Es wäre von der allergrößten Bedeutung, wenn diese Diskordanzen durch Profilaufnahmen im einzelnen belegt werden könnten, oder zum mindesten von STUDT mitgeteilt würde, auf Grund welcher Beobachtungen er sie angenommen hat: Bei der Feststellung, daß die Schichten des Mutumbwe-Systems die des Kambowe-Systems diskordant überlagern, fehlt beispielsweise jeder Hinweis auf begründete Tatsachen oder Beobachtungen (39: 7). Es soll indessen an dieser Stelle auf weitere Einzelheiten nicht eingegangen werden und der schnellen Übersicht wegen die Schichtentafel STUDTs zum Abdruck gelangen, wonach er selbst bereits versucht hat, seine Auffassung mit der CORNETs in Einklang zu bringen und zugleich eine Altersfeststellung und einen Vergleich mit den geologischen Schichtenfolgen des angrenzenden Rhodesien und Süd-Afrikas zu geben (39; 14):

Es haben dann STUTZER (52: 626) und GROSSE (53: 320) gewisse, im Nordosten des Katangabeckens beobachtete Konglomerate als glaziale nachgewiesen. Hierbei ist aber zunächst nicht klargestellt, ob die von beiden an verschiedenen Punkten beobachteten Glazialkonglomerate gleichaltrig sind. (Die Beobachtungspunkte liegen 5 Tagereisen weit, etwa 120 km, auseinander!) Jedenfalls hat STUTZER Glazialkonglomerate festgestellt, die zu den Moachia-Schichten CORNETs gehören und dort steil aufgerichtet sind. Er weist auf die Möglichkeit hin, daß viele der in den verschiedenen Systemen bisher eingeordneten Konglomerate sich als glazial und womöglich gleichaltrig erweisen könnten. GROSSE teilt seine Beobachtung mit, daß die im allgemeinen als horizontal liegend aufgefaßten Kundelungu-Schichten, bisweilen lokal gefaltet sein können.

Classification Chronologique des Terrains du Katanga.

Bassin du Katanga		Bassin de l'Urua		Rhodésie	Afrique du Sud	Étage
Studt 1907	Cornet 1894	Studt 1907	Cornet 1894			
		S. de Lubilashe	S. de Lubilache		Upper Karoo Stormberg Beds	Trias
		S. du Lualaba		Coal Measures	Upper Karoo Beaufort Beds	Permien
S. du Kundelungu	S. du Kundelungu				Lower Karoo	Permo-Carbonifère
S. de la Lufira	S. de Katete et de Kazembe	S. du Lubudi	S. du Lubudi	Dolomites	Dolomites of the Rand	Carbonifère inférieur
S. de Kambowe	S. des Bassanga S. de Muiombo S. de Kafunda-Mikopo				Cape Bokkeveld Beds	Dévonien supérieur
		Amygdaloides S. de Kabele	S. de Kabele	Amygdaloides Upper Conglomerates	Cape Table Mn. Beds Rand Banket Reefs Amygdaloides Lavas	Dévonien inférieur
S. de Mutumbwe S. de Wemashi	S. de Kissola S. de Lufubo	S. de Zilo S. de Busanga	S. de Zilo S. de Moanga S. de Funge	Lower Conglomerates	Rand Banket séries Pretoria Beds	Silurien supérieur
S. de Musofi	S. de Kisola			Banded Ironstones		Sibirien inférieur (ordovicien)
S. de Kifubua				Rhodesian Schists	Cape Malmesbury Schists Transvaal Schists	Cambrien ou Précambrien

—— Discordance de stratification.

Von diesen sagte übrigens CORNET schon (**12**: 190): „Les couches de Kundelungu ont été plustard soumises à leur tour à une longue période de dénudation, précédée d'une dislocation peu importante mais néanmoins appréciable dans certaines parties du bassin." An diesen Faltungen haben dann auch, wie GROSSE beobachtete, Schichtenkomplexe in konkordanter Lagerung teilgenommen, die Lufira-Schichten STUDTs, welche nach des letzteren Annahme durch eine Diskordanz von den Kundelungu-Schichten getrennt sein und das Liegende dieser bilden sollten. Die Lufira-Schichten STUDTs würden demnach, wie GROSSE meint, das konkordante Hangende der von ihm beobachteten Glazialkonglomerate darstellen. Die Beobachtungen GROSSEs würden sich demnach wohl kurz in folgendes Schema bringen lassen:

	Grosse. (Mittlerer Kundelungu.)	S. Afrika	STUDT	CORNET
400 m	Kundelungu-Schichten Rote dickbankige Arkosen, abwechselnd mit roten Schiefertonen.	Ecca		
$>$ 300 m	Rote arkosefreie Schiefertone			
mehrere 100 m	Rote und violette Mergelschiefer faciell durch rote Schiefertone und Arkosen ersetzt.	Schichten	Lufira Schichten	Katete-Kazembe. Schichten
	Rote sandige Kalke			
30—40 m	Graue Kalke teilweise durch rote Schiefertone und Arkosen ersetzt.			
	Glazialkonglomerate am Kafira. Mächtigkeit bis zu $>$ 100 m schwankend. Grünlich, grobkörnige Arkose	Dwyka-Konglomerate		

STUTZER hat dann (**54**: 114) erneut versucht, die stratigraphische Stellung der von ihm beobachteten Glazialkonglomerate von Moachia festzulegen. Er kommt dabei zu nachstehender Parallelisierung:

Jüngstes	
„Lubilashe"-Schichten	(jüngere Ablagerungen und Konglomerate)
Diskordanz	
„Kundelungu"-Schichten „Lufira"-Schichten	(vorwiegend rote Tonschiefer und rote Sandsteine)
„Kambowe"-Schichten	(verschiedene Gesteinstypen, charakteristisch sind die oolithischen Kieselschiefer)
„Wemashi"-Schichten	(Glazialkonglomerate, Tonschiefer, Grauwacken)
Diskordanz	
„Kafubu"-Schichten	(vorwiegend Quarzite)

Danach wären die Moachia-Konglomerate nichts anderes als Wemashi-Konglomerate, letztere ebenfalls glazial, aber beide nicht, wie ursprünglich angenommen, den südafrikanischen Dwyka-Konglomeraten stratigraphisch entsprechend, sondern wesentlich älter. Es wäre alsdann damit fraglich geworden, ob in Katanga Äquivalente der südafrikanischen Dwyka-Konglomerate überhaupt vorhanden seien. STUTZER greift bei dieser Parallelisierug nur einige „Systeme" der früheren Autoren heraus, während andere, wie S. von Musofi, unberücksichtigt blieben.

Auf mehrfachen, sehr ausgedehnten Reisen, die ich als Leiter der Unternehmungen in Katanga, der Société Industrielle et Minière du Katanga, während zweier Jahre ausführte (sie erstreckten sich nicht nördlich, wesentlich über den 9. Grad südl. Br. hinaus), hatte ich zu Beobachtungen und Studien Gelegenheit, deren Ergebnis zusammenfassend in folgendem dargelegt werden möge, wobei Stellung zu den oben angeführten Anschauungen früherer Autoren zu nehmen sein wird. Es verbietet sich natürlich, im Rahmen dieser Mitteilung auf Einzelbeobachtungen genauer einzugehen. Schon früher wurde auf das Fehlen von Fossilfunden in den weiten Gebieten des Südens Katangas hingewiesen, die geeignet gewesen wären, die zahlreichen Schichten einer großen Altersfolge von Sedimentärgesteinen endgültig zu horizontisieren. Seitdem sind jene Gebiete von einer großen Zahl von Geologen bereist worden, ohne daß solche entscheidende Funde bekannt geworden wären. Der gesamte in Frage stehende Schichtenkomplex muß demnach wohl endgültig als äußerst fossilarm bezeichnet werden. Nicht unerwähnt mag indessen bleiben, daß DELHAYE im unteren Lufiratale kürzlich in einem Kalkmassive Stromatoporen gefunden zu haben glaubt. Ob ihr Erhaltungszustand eine Altersbestimmung zulassen wird, ist noch unbekannt. Oben wurde bereits erwähnt, daß in den Lualaba-Schichten (STUDTs), über deren relative Altersstellung in der gesamten Schichtenfolge Katangas, zwischen Kundelungu- und Lubilache-Schichten, Zweifel nach CORNET (29; B. 99) nicht mehr bestehen können, Fischreste und neuerdings (43; B. 231) an zahlreichen Stellen Muschelabdrücke und Pflanzenreste gefunden wurden. Sie scheinen die Auffassung dieser Schichten als Äquivalente des Perm zu bestätigen. Die gesamte im Südkatanga-Becken verbreitete Schichtenfolge konnte indessen bisher durch keinerlei Fossilfunde horizontisiert werden. Unter diesen Umständen wurde der lithologischen Beschaffenheit der einzelnen Glieder dieser Schichtenserie ganz besondere Aufmerksamkeit gewidmet, wobei sich folgendes ergab:

1. In den nach bisheriger Auffassung verschiedensten Altershorizonten (Systemen) ist eine überraschend häufige Wiederkehr ähnlicher Gesteine zu beobachten.

2. Innerhalb von zweifellos gleichen Horizonten ist oft auf relativ geringe Erstreckung sehr verschiedene Faciesausbildung bemerkbar. Diese Beobachtung läßt sich in den Horizonten der bisher als verschiedene Altersstufen aufgefaßten „Systeme“ mehrfach machen.

3. Es sind gewisse Schichten vorhanden, die durch ihre eigenartige Beschaffenheit sich als Leithorizonte eignen.

Schon aus den Arbeiten CORNETs ist ersichtlich, daß in den verschiedenen Systemen sich z. B. tonige, rote oder violette Schichten (die Farbe wechselt oft auf geringe Entfernung!) mehrfach in den bisher als altersverschieden aufgefaßten Horizonten finden. Sie wechsellagern häufig mit ähnlichen kalkigen Horizonten. Bisweilen treten Konglomerate (poudingues) in mehrfacher Abwechslung mit den ersteren oder mit sandigen Schichten auf. Oder es wechseln schließlich in wiederholter Folge Arkosen mit Sandsteinen oder Tonschiefern, Mergelschiefern Konglomeraten und Kalken. Meine Beobachtungen bestätigten diese Auffassung, und alle Bemühungen, eine bestimmte Aufeinanderfolge petrographisch verschieden ausgebildeter Schichten als Horizontisierungsmittel benutzen zu wollen, scheiterten an dem schnellen Wechsel der Mächtigkeit und der Beschaffenheit ein und derselben Schicht solcher Folgen. GROSSE (53) hat noch kürzlich neuerdings auf diese Tatsache des Facieswechsels für die Kundelungu-Schichten hingewiesen, ich selbst konnte sie aber auch in mehreren der bisher unterschiedenen Systeme außer in den Kundelungu-Schichten beobachten. Bei der häufig fast horizontalen oder sehr flach geneigten Lagerung der letzteren sind sie darin naturgemäß auffallender. Unter diesen Umständen fiel mir eine mit großer Regelmäßigkeit auftretende, in Aussehen und Mächtigkeit ziemlich unverändert bleibende und an weit voneinander entfernten Punkten sich wiederfindende Gesteinsschicht besonders auf, die mir ihres eigenartigen und eigentümlichen Aussehens wegen ganz besonders geeignet erscheint, einen Leithorizont zu bilden. Sie sei hier nur kurz ihrem auffallenden makroskopischen Aussehens nach beschrieben, während eine genauere petrographische Beschreibung später erfolgen soll. In einer meist tiefschwarz gefärbten, nur bisweilen grauen, heller bläulichen oder bräunlichen, harten, amorphen Kieselsubstanz finden sich zahllose runde, meist reinweiße, radialstrahlige, ebenfalls vollständig kieselige Gebilde (vielleicht nur sekundär verkieselt!), deren Durch-

messer schwankt und bisweilen zu $^3/_4$ cm anwächst. So entsteht ein mit lauter runden (selten oval oder unregelmäßig geformt!) weißen Flecken und Tupfen auf den Bruchflächen besätes schwarzes Gestein. Bei der Verwitterung geben die in kugeliger Oberfläche offenbar besser der Verwitterung widerstehenden weißen Oolithe dem Gestein ganz das Aussehen von angewitterten Korallenkalken. Ich vermute, daß diese sehr horizontbeständig erscheinenden Kieseloolithe den von CORNET in seinem Moachia-System erwähnten „roche silicieuse particulière à aspect oolithique" entsprechen, die er „phtanite oolitique" nennt (13; 13). Sie würden also eine Stufe seines Systems von Moachia darstellen. Da ich Proben davon an Herrn CORNET gesandt habe, wird sich vielleicht eine Identifizierung endgültig festlegen lassen. Da voraussichtlich ein so eigenartiges Gestein sich nicht in verschiedenen Horizonten in situ wiederfinden wird, so würde es wohl als Leitschicht zu verwenden sein, besonders wenn sich seine beobachtete Horizontbeständigkeit ganz allgemein feststellen ließe.

Es wird später noch darauf zurückzukommen sein, inwiefern das Vorhandensein von Geröllen dieses Gesteins zur Altersbestimmung verwendbar sein kann.

Die Fossilleere und die Wiederholung petrographisch ganz ähnlicher Schichten, die beide auf gleichgeartete Klima- und Absatzbedingungen während der Bildung der genannten Katanga-Schichtenfolge schließen lassen, die Häufigkeit der Faciesbildung innerhalb ein- und derselben Schicht erschweren die heutige Altersfeststellung. Dazu kommen dann noch die tektonischen Vorgänge, welche jene Gebiete betroffen haben und die Sachlage komplizieren. CORNET hat bereits das Vorhandensein zweier, fast senkrecht zueinander gerichteter Faltungsysteme beobachtet. Ich selbst beobachtete mehrfach lokal eine völlige metamorphe Umwandlung der Gesteine durch die Intensität der Faltung. Überkippte Falten sind vielfach zu beobachten, und da wo, solche Gebiete erheblich erodiert sind, ergibt sich häufig eine unentwirrbare Wiederholung gleicher Schichtenfolgen. Torsionserscheinungen konnten vielfach, besonders in der Gegend von Kambove beobachtet werden. Ebenso sind Brüche und Verwerfungen zahlreich vorhanden, wenn auch in jenen Klimaten sich ein direkter Nachweis in Aufschlüssen selten führen läßt, wo meist die eluviale Verwitterungsrinde und Gehängeschutt gerade solche Bruchgebiete bis zu ganz erheblichen Tiefen eindeckt. Eine große Zahl der heutigen Flußtäler sind in

ihrer ersten Anlage rein tektonische gewesen und erst in der Folgezeit durch die Erosion ausgestaltet worden.

Dies möchte ich beispielsweise vom Lufira-Tale unterhalb der Fälle von Djuo oder Kiubo, vom oberen Pande-Tale bei Kapiri und vielen kleineren Tälern, vornehmlich in den stark gefalteten Gebieten des Kambove-Plateaus, annehmen. Es ist danach ganz erklärlich, daß bei der geologischen Oberflächenaufnahme, wie sie schließlich den Arbeiten CORNETs zugrunde lag, und auch STUDT in den sehr verschiedenwertigen Fundberichten der Prospektoren vorlag, in jenen orographisch außerordentlich komplizierten Gegenden vielleicht ganz ähnliche Schichtenfolgen schon in relativ geringen Entfernungen so verschieden erschienen, daß es sehr logisch und zweckmäßig erschien, zunächst jede äußerlich verschieden erscheinende Schichtenfolge als ein besonderes System aufzufassen. Dies mußte noch besonders ratsam sein bei der praktischen Unmöglichkeit, in jedem Falle die verworrenen tektonischen Verhältnisse an Ort und Stelle zu enthüllen. Der schon mehrfach erwähnte Umstand des schnellen Facieswechsels innerhalb desselben Horizontes, die durch Dislokationen veränderten Lagerungsunterschiede und die häufigen lokalen Metamorphosierungserscheinungen erschwerten naturgemäß ebenfalls die Parallelisierung. Es scheint mir nun, daß tatsächlich viele der bisher von CORNET und STUDT als verschiedenen Horizonten angehörig aufgefaßten „Systeme“ in der Tat nur durch Faciesbildung, Dislokation und Metamorphose verschieden erscheinende Teile ein und derselben Schichtenserie sind. In gewisser Weise haben auch diese Autoren selbst schon dieser Auffassung Rechnung getragen, indem sie eine Trennung in die voneinander faciell verschiedenen Bassins von Urua und Katanga einerseits und von Lufila- und Lualabafacies in letzterem andererseits annahmen, aber nach meinen Beobachtungen wird man darin weitergehen müssen und verschiedene der bisher getrennten „Systeme“ als Äquivalente auffassen können. Es fragt sich nun, inwiefern die Beobachtung von Diskordanzen dieser Auffassung widersprechen könnte. CORNET hat nur eine einzige Diskordanz in situ beobachtet und in mehreren Profilen wiedergegeben, nämlich zwischen Lubilache- und Kundelungu-Schichten einerseits und verschiedenen seiner älteren „Systeme“ andererseits. STUDT hingegen vermerkt nicht weniger als fünf Diskordanzen in seiner Schichtenserie. Es würde sich nun fragen, ob diese Diskordanzen in der Tat auch durch Profile in situ belegt werden können. Gerade

in einem tektonisch so verworrenen Gebiete, wie es in jenen Teilen Katangas vorliegt, kann eine Diskordanz nur dann als sicher vorliegend angesehen werden, wenn sie innerhalb desselben Aufschlusses in situ zu beobachten ist. Selbst räumlich sehr nahe beieinander festgestellte bedeutende Abweichungen in der Gesteinsrichtung können keinesfalls als Beweise einer Diskordanz angesehen werden. Ich konnte solche Abweichungen sehr nahe beieinander und in durchaus identen Schichten feststellen, aber nur ein einziges Mal fand ich eine Diskordanz in situ der fast horizontalen Kundelungu-Schichten über steil aufgerichteten schwarzen Schiefern (wahrscheinlich Äquivalenten der Moachiaschichten) im Lufira-Tale unterhalb der Schnellen von Kiubo. Ich vermute also, daß es sich bei den Beobachtungen der verschiedenen Gesteinslagerungen um örtliche Dislokationen gleicher Horizonte gehandelt haben mag, und daß der gesamte Rand des Kongo-Beckens vollständig in kleinere und größere Schollen aufgebrochen ist, die ursprünglich alle derselben Schichtenfolge angehört haben mögen.

CORNET unterscheidet in der im Katanga-Becken beobachteten Schichtenserie zwischen „Terrains anciens métamorphiques" und „Terrains anciennes non métamorphiques" (13; 6). Von ersteren trennte er (12; 1871) einige als „Primitifs" ab und bezeichnete die übrigen sowie alle nichtmetamorphen Schichten bis zu den zumeist weniger dislozierten Kundelungu-Schichten als „Primaires". Er verwendet dabei die heutige Erscheinungsform der Sedimente zur Altersbestimmung. Aus zwei Gründen möchte ich mich diesem Vorgehen vorläufig nicht anschließen. Metamorphe Gesteine, krystalline Schiefer, Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Chloritschiefer, insonderheit Fleckschiefer, Fruchtschiefer, Phyllite können, wie bekannt, nicht nur aus Gesteinen sehr verschiedener ursprünglicher Entstehung, sondern auch sehr verschiedenen Alters hervorgehen. Es ist sehr wohl denkbar, daß das gleiche Gestein unter veränderten physikalischen Verhältnissen sehr verschiedene Endprodukte ergibt. Die Bedingungen hierfür sind aber gerade in tektonisch so arg zerrütteten Gebieten wie am Rande des Kongo-Beckens in erster Linie gegeben. Dazu kommt dann noch die schon mehrfach erwähnte facielle Verschiedenheit der Ursprungsgesteine. Zweitens aber läßt sich unschwer nachweisen, daß innerhalb der Schichten solcher Systeme, die CORNET zu den nichtmetamorphosierten rechnet, lokal ganz erhebliche Ge-

steinsmetamorphose zu beobachten ist. Die Gesteine des Systems von Moachia, z. B., weisen nach CORNET nur noch schwache Anzeichen von Metamorphose auf. In einzelnen Aufschlüssen jedoch konnte ich gerade in diesen Schichten außerordentlich deutliche metamorphe Umwandlung feststellen. Dies steht auch im Einklang mit den Beobachtungen STUDTs in seinen Kambowe-Schichten (Äquivalente der Moachia- usw. Schichten CORNETs). Es entspricht aber auch dem, was CORNET selbst über die Tektonik jener von Kambowe-Schichten bedeckten Gebiete der Hauptkupfererzzone Katangas schreibt, und was ich selbst durch Beobachtung intensivster Faltung und tektonischer Zerrüttung in jenen Gebieten nur bestätigen kann. Es kann danach behauptet werden, daß ein und dieselben Altersstufen von Schichten im tektonisch stark gestörten Gebiet, wie es dort vorliegt, örtlich stark metamorphosiert, andernorts wenig oder gar nicht metamorphosiert sein können. Daraus wäre alsdann für unseren Spezialfall zu schließen, daß eine ganze Reihe der bisher als einzelne „Systeme" und Altersstufen unterschiedene Schichtenserien in der Tat nichts anderes sind als einerseits Faciesbildungen derselben Altersstufe, daß sie andererseits lokale metamorphe Umwandlungen sonst ganz anders erscheinender Schichtenfolgen darstellen.

Eine Parallelisierung einzelner bisher unterschiedener Systeme an Hand meiner Beobachtungen im Gelände und an Profilen würde hier zu weit führen. Es mag nur hervorgehoben werden, daß niemals beim Übergang von einem zum anderen „System" eine Diskordanz in situ nachgewiesen werden konnte, daß aber stets bei einem ganz auffälligen Wechsel des Schichtenverlaufes (durchaus nicht immer gleichzeitig der lithologischen Schichtenbeschaffenheit!) sehr deutliche Anzeichen vom Vorhandensein tektonischer Linien, erheblicher Faltung usw. zu beobachten waren.

Im einzelnen wird darauf vielleicht noch später zurückzukommen sein. Hier mag nur einer der deutlichsten Fälle meiner Beobachtungen erwähnt werden. Die „Systeme" von Nzilo, Busanga, Lufupa halte ich für teilweise ganz gleichaltrig und alle drei als lediglich tektonisch stark beeinflußte Teile des Liegenden des Kundelungu-Systems und zum Teil sogar dieses Systems selbst. Ich vermute, daß die Dislokationen, die gerade in jenen Gebieten sich am stärksten auslösten (Scharungspunkt der beiden zueinander senkrecht ge-

richteten Faltungssysteme CORNETS!), wesentlich jünger sind, als man bisher annahm, und daß die großen Brüche, von denen der Graben von Upemba vielleicht nur der heute noch aufälligste ist, und neben dem viele andere kleinere Bruchlinfien bestehen, erst am Ende der Faltungsperioden gewissermaßen als letzte Auslösung der höchsten Spannung entstanden. Von diesen Faltungen wurden aber weite Gebiete des heute von Kundelungu- (und Lubilache-) Schichten bedeckten Gebietes gar nicht mit betroffen. Dort aber, wo diese Faltung eintrat, sind eben, wie GROSSE sehr richtig beobachtete, die liegenden Schichten der bisher als Kundelungu-System bezeichneten Schichtenfolge in gleicher Weise mitgefaltet worden. Sie sind auch naturgemäß dort am intensivsten gefaltet worden, wo sie beim Eintritt der Faltung bereits durch Abrasion freigelegen haben mögen (Südgebiet), und an den Stellen stärkster Beanspruchung durch Pressung, d. h. in der Nähe der Bruchlinien, sind sie auch am stärksten metamorphosiert worden.

Nach diesen Beobachtungen kann ich mich denn auch nicht den mir persönlich von STUDT geäußerten Ansichten anschließen, als wären die von ihm als Lualaba-Schichten bezeichneten (Äquivalente der Wankie- und Lloano-Schichten Rhodesiens, in denen er in Katanga ebenfalls das Vorkommen von Kohlen vermutet) in den großen Graben- und Bruchgebieten überhaupt erst zum Absatz gelangt, sondern fasse sie als mitversunkene und deshalb erhalten gebliebene Reste einer früher bedeutend ausgedehnteren Bedeckung dieser Schichten auf. Dem entspricht auch die kürzliche Feststellung des gleichmäßigen Vorkommens dieser Schichten in ausgedehnten Gebieten des nördlichen, tektonisch weniger beeinflußten oberen Kongo-Beckens.

Wenn man versucht, lediglich die Tatsachen in Betracht zu ziehen, die sich aus unmittelbaren Beobachtungen ergeben — und man wird zugeben müssen, daß alle Versuche, unter so ungünstigen Bedingungen eine Altersfeststellung der Schichten erzwingen zu wollen, eben nur Hypothesen bleiben können, die durch jede neue Beobachtung von Grund auf umgestürzt werden könnten — so kann man zurzeit wohl kaum mehr sagen, als daß in Katanga eine Folge fossilleerer Schichten vorhanden ist, die möglicherweise aus der archäischen Periode bis in die Trias reicht (von den neogenen und quartären Bildungen abgesehen!) und deren oberstes Endglied die Lubilache-Schichten CORNETS, deren ältestes wohl krystalline Schiefer und Gneise (echte Gneise sind außerordentlich selten!) darstellen. Durch tektonische Vorgänge, die vermutlich in mehreren

verschiedenen Perioden, am heftigsten aber lokal sich nach oder während des Absatzes der Kundelungu-Schichten auslösten, ist die einheitliche Schichtenbedeckung in einzelnen Teilen arg zerrüttet, in Schollen aufgebrochen worden. Gelegentlich sind auch dabei weite Gebiete (heutige horizontale Kundelungu-Systembedeckung, weites Horizontalbecken des Luapula-Quellgebietes!) unberührt geblieben, während in anderen intensive Faltung, Metamorphosierung der Gesteinsschichten mit ausgedehnten Bruch- und Verwerfungserscheinungen Hand in Hand gingen. Innerhalb der langandauernden Periode des gleichmäßigen ungestörten Schichtenabsatzes hatten dann wohl im Großen und Ganzen sehr gleichförmige Gesamtabsatzbedingungen geherrscht. (Vorherrschen von Quarziten, Sandsteinen, Arkosen, Konglomeraten, Tonschiefern, vereinzelt Kalken!). Gleichzeitig hat sich innerhalb dieser weiten Gebiete eine reiche Faciesbildung bemerkbar gemacht. Die meisten der beobachteten Erscheinungen scheinen mir am besten durch die Annahme einer lang andauernden Vereisung erklärt, die ja durch die Auffindung der Glazialkonglomerate durch STUTZER und GROSSE erwiesen erscheint. Als in Zusammenhang mit den Dislokationen stehend, kann man wohl das Emporquellen ausgedehnter Granitmassen in einer (vielleicht auch zwei zeitlich verschiedenen), das von Diabasen (Porphyren und Melaphyren) in einer späteren Periode (Hauptbruchperiode) annehmen. Das Empordringen heute nur noch sehr untergeordnet zu beobachtender basischer Magmen scheint mir sehr lokal und weniger bedeutungsvoll für die Tektonik des Gesamtgebietes geblieben und vor oder gleichzeitig mit einer Periode des Aufquellens der granitischen Magmen erfolgt zu sein.

Da nun innerhalb dieser Schichtenfolge die Lualaba-Schichten bisher allein durch Fossilfunde als Perm erkannt worden sind, und durch ihre Stellung zwischen Lubilache- und Kundelungu-Schichten CORNETs auch ihre Stellung relativ festgelegt erscheint, so wird man zweckmäßig die gesamte Schichtenfolge Katangas darauf beziehen können. Damit wären als oberster Horizont (Trias?) die Lubilache-Schichten CORNETs (meist Sandsteine, sandige Schiefer, faciell Kalke, Mergel, tonige Sandsteine, Schiefertone usw.) anzusehen. Darauf folgen absteigend die Lualaba-Schichten (Perm), die in gewaltiger Ausdehnung im obersten Teile des Beckens und besonders im Randgebiete ganz fehlen, und zwar infolge der Erosion, oder nur in abgesunkenen Schollen erhalten, im inneren Teile des Beckens dagegen weit verbreitet sind. Es folgt hierauf das Kundelungu-System CORNETs, bestehend aus wechsellagernden Arkosen, Tonschiefern (faciell Mergel oder Kalke!), Sand-

steinen. Es reicht bis zu einem Basalkonglomerat, das GROSSE, der ein genaueres Profil der gesamten Schichtenfolge aus dem mittleren Kundelungu gab, als Glazialkonglomerat erkannt hat (53) und mit dem Dwyka-Konglomerat Südafrikas identifizierte.

Diese Konglomerate konnte ich mehrfach ebenfalls auf meinen Reisen beobachten. Einen einwandfreien Aufschluß fand ich z. B. am Lufira beim Dorfe Kiombo (etwa 30 km unterhalb der Fälle von Kiubo). Hier überlagerten zwei durch grüne Arkosen voneinander getrennte Glazialkonglomeratbänke mit leichtem Einfallen nach Norden diskordant schwarze, teils blättrige, steilstehende Tonschiefer. Letztere kann ich nur ihrem Aussehen nach mit den von STUTZER aus seinem Profil von Moachia beschriebenen schwarzen Tonschiefern vergleichen (ähnlich Posidonienschiefer), da ich sonst nirgends (Moachia kenne ich nicht aus eigener Anschauung) ähnliche Gesteine beobachtete. Sollte diese Annahme sich vielleicht später etwa durch Auffindung von steilstehenden, den Schiefern konkordanten Konglomeraten in jener Gegend bestätigen, so wäre der unzweifelhafte Beweis einer Diskordanz zwischen Kambowe-Systems STUDTs = Moachia-System CORNETs und dem Kundelungu-System CORNETs dort erbracht. Über den erwähnten beiden Glazialkonglomeratbänken bei Kiubo folgt stromauf bis zu den Fällen von Kiubo des Lufira, in hervorragend schöner und klarer Weise aufgeschlossen, zum Teil in gewaltigen senkrechten Steilufern des Lufira im Hangenden das ganze Profil der Kundelungu-Schichten, die nur flach gewellt liegen und etwa die von GROSSE aus dem mittleren Kundelungu beschriebene Entwicklung zeigen. Es läßt sich auch hier vielfach sehr deutlich die verschiedene facielle Ausbildung beobachten, und besonders fällt eine wiederholte Einschiebung massiger Kalkstöcke auf. Diese facielle Verschiedenheit zeigt sich auch an dem wiederholten Auskeilen der Konglomeratbänke, die sich stellenweise zu einer einzigen zusammenschließen und in der Mächtigkeit, wie das auch GROSSE beobachtete, stark variieren. Danach wäre es an sich erklärlich, daß GROSSE in seinem Aufschlusse nur eine Konglomeratbank von bedeutender Mächtigkeit, ich dagegen zwei durch grüne Arkose getrennte beobachtete.

Es liegt aber auch die Möglichkeit vor, daß GROSSE in seinem Aufschlusse nur die obere Konglomeratbank beobachtete, die nach der Tiefe auch auffallenderweise in eine grüne Arkose überging, und daß sein Aufschluß, falls er nach unten sich fortgesetzt hätte, ebenfalls eine zweite Konglomeratbank sowie die Diskordanz dieser mit den tieferen Schichten enthüllt

hätte. Jedenfalls geht aus den Beobachtungen GROSSEs und den meinen hervor, daß im Kundelungu-Schichtenkomplex eine fortgesetzte Schichtenfolge bis zu einem Glazial-Basal-Konglomerat herabreicht. Das stimmt auch mit den Beobachtungen CORNETs überein, wonachdiese Schichten mit Konglomeraten beginnen.

Wichtig war nun gerade hier die auch andererseits gemachte Beobachtung, daß in den Konglomeraten sich zahlreich neben vereinzelten Kalkgeröllen, bunte Quarzite, Granite, Quarze als die Hauptmasse der Gerölle fanden, daneben aber bildeten sich auch jene durch ihr Aussehen unverkennbaren schwarz-weißen Kieseloolithe, die den Moachiaschichten entstammen und von denen oben ausführlicher gesprochen wurde. Mit ihnen wurden gerade dort (rechtes Lufira-Ufer) zu enormen Bergen angehäufte Jaspis-Achat-Chalcedon- und eigenartig grün gefärbte amorphe Kieselgesteinsgerölle neben Phorphyrrollstücken gefunden. Als primäre Lagerstätte für erstere muß zweifellos die oberhalb der schwarz-weißen Kieseloolithbank in den Moachiaschichten vorhandene Reihe von Kieselgesteinsbänken gelten, während für letztere die Herkunft noch als völlig unbekannt angesehen werden muß.

Damit scheint mir bewiesen, daß jene Konglomeratbank bei Kiombo jünger ist als die bewußte schwarz-weiße Kieseloolithbank und welche, wie vermutet wird, einen Teil der Kambowe-Moachia-Schichten bildet, sie müßten demnach das Hangende der Kambowe-Schichten sein.

Es hat nun STUTZER (52) auch bei Moachia und ganz sicher in den Moachia-Schichten CORNETs eingeschaltet eine Glazialschotterbank festgestellt; er hat aber darin, wie er ausdrücklich hervorhebt, keine Gerölle der Gesteine der dicht dabei anstehenden Kambowe-Serie (auch nicht die charakteristischen Kieseloolithe!) gefunden. Es muß also hier ein anderes älteres Glazialkonglomerat als das Kundelungu-Basalkonglomerat in dem Moachia-Glazialkonglomerat vorliegen. Die von STUTZER als aus Lubilache-Konglomeraten stammend angesehenen, wirklich bei Moachia lose vorhandenen Gerölle eines jüngeren Konglomerates werden vermutlich aus der dort schon zerstörten Kundelungu-Glazialschotterbank stammen oder aus ganz rezenten Geröllanhäufungen, wie sie sich mehrfach beobachten lassen! Lubilache-Schichten sind meines Wissens auf sehr große Entfernungen von Moachia bisher noch nicht beobachtet worden, auch bestehen sie vorwiegend aus weichen Tonen und Sandsteinen, und nur gelegentlich wird von Dupont auch das Vorkommen von „poudingues“ aus dem Becken des unteren Kongo erwähnt.

CORNET hat nun zwar schon erkannt, daß an der Basis des Kundelungu-Systems eine Konglomeratbank vorhanden sei. Alle von ihm wiedergegebenen Profile enthalten jedoch diese Schotterbank nicht (13: 27—28). Ich vermute nun, daß die von ihm in den „Systemen“ von Moanga-Kazembe, von Katete und du Pays des Bassanga beschriebenen Konglomeratbänke ident mit dem Kundelungu-Basalkonglomerate sind. Tatsächlich konnte ich nämlich mehrfach in diesen steil einfallenden Konglomeraten die Gegenwart von Kambove-Gesteinen als Geröllen, besonders der Kieseloolithe, darin feststellen.

Da CORNET selbst schon vermutete, daß die Schichten des Bassangalandes, der Muiombo-Berge, von Kilassa und Kafunda-Mikopo nur faciell verschiedene Ausbildungen des gleichen Systems sein könnten, so mögen diese „Systeme“ alle wohl nichts anderes als die untere Abteilung des Kundelungu-Systems mit seiner Glazial-Basalschotterbank und äquivalent den Lufira-Schichten STUDTs sein. Somit wären sie auch jünger als Moachia-Kambove-Schichten, von denen sie ja auch, wie CORNET beobachtete und meine Beobachtungen bestätigten, Gerölle führen.

Es gibt nun aber noch eine ganze Reihe von Konglomeraten, namentlich im Süden des Katanga-Beckens (fast alle bisher dort unterschiedenen Systeme enthalten solche!), in denen ich aber nie, trotz vielfacher Nachforschungen, Gerölle von Kambove-Gesteinen (und insbesondere nicht die bewußten schwarz-weißen Kieseloolithe) finden konnte. Auch für diese Konglomerate scheint mir die glaziale Natur aber ohne Zweifel zu sein. Durch STUTZERs Beobachtung in den Moachia-Konglomeraten bin ich nun in der Vermutung bestärkt worden, daß diese Konglomerate wohl alle, oder mindestens teilweise, Äquivalente der Moachia-Konglomerate sein mögen. Allerdings muß bei der Zufälligkeit, der immerhin das Auffinden der Kieseloolithgerölle in relativ so verschwindend wenigen Aufschlüssen ausgesetzt sein wird, mit der Möglichkeit ihrer späteren Auffindung sowohl gerechnet werden, wie mit der Möglichkeit, daß außer den Konglomeratbänken des Kundelungu und von Moachia noch andere ältere ebenfalls vorhanden sein könnten. Vorläufig aber können wir diese beiden, nach der Horizontstellung verschiedenen Konglomeratbänke mit aller Sicherheit voneinander unterscheiden.

Daß infolge von metamorphen Vorgängen solche Konglomerate ein ganz verändertes Aussehen zeigen, konnte ich mit aller Deutlichkeit am unteren Lufupa beobachten, wo Äquivalente der im Kanzenze-Flusse beobachteten Glazialschotter

Vergleichs-Tafel der

	Nach Benennungen CORNETS[1]) (12; 186) (13; 6) (39; 14)	Nach Benennungen STUDTS[2]) (39; 14)	Nach Auffassung STUTZERS (54; 117)
1.	„Lubilache"-System (Trias?)	—	Lubilashe-Sch.
2.	„Lualaba"-System (Perm)	—	Diskordanz
3.	Diskordanz? „Kundelungu"-System Als Faciesbildungen seiner unteren Stufe: Syst. von Kazembé, Syst. von Kateté, Syst. von Bassanga als deren metamorphosierte Äquivalente: Syst. von Nzilo, Syst. von Busanga, Syst. von Lufupa Alle Basalkonglomerate (glazial) führend, in denen Gerölle von Moachia-Schichten, besonders auch Kieseloolithe der Leitbank nachweisbar.	Kundelungu-System Diskordanz Lufira-System	Kundelungu-Schichten Lufira-Schicht.
4.	Diskordanz. Mochia-Schichten mit Leitbank der „Phanites oolithiques". Basal (glazial) Kongl. u. „poudingues" ohne Gerölle der Moachia-Schichten. Äquivalent u. ev. nur faciell oder durch metamorph. Umwandlung verschieden: Syst. v. Kilassa, Syst. v. Muiombo? Syst. v. Kafunda-Mikopo? Da keine Gerölle v. Moachia-Schichten (Kieseloolithe) enthaltend.	Diskordanz. Kambowe-System (vielfach stark metamorphosiert.) Äquivalent und ev. nur durch metamorphe Umwandlung oder faciell verschieden: Wemashi-S. Mutumbwe-S. Diskordanz? Musofi-System. Alle Basalkonglomerat führend.	Kambowe-Schichten Wemashi-Schichten Tonschiefer, Grauwacke mit Glazialkonglomerat als Äquivalent der Moachia-Konglomerate. Diskordanz
5.	Systeme von Fungwe; Kissola; Lufubo. (Möglicherweise ganz oder teilweise metam. Äquivalente der Schichten unter Nr. 4.)	Diskordanz Kafubu-System Nzilo-Quarzite? Kifubua-System	Kafubu-Schichten

[1]) Diese Parallelisierung ist auf Grund meiner Beobachtungen vorgenommen, sie weicht von den bisherigen Anschauungen teilweise ab. Diskordanzen sind unverändert nach der jeweiligen Auffassung der Autoren eingetragen.

Katanga-Schichten.

Nach Aufnahme GROSSES (53; 321)	Nach eigenen Beobachtungen.	Rhodesien nach STUDT (39; 14)
	Lubilache-Schichten (Trias?)	
	Lualaba-Schichten (Perm)	
	Kundelungu-Schichten	
Kundelungu-Sch. Lufira-Schichten	Bunte Sandsteine und Arkosen des Kundelungu, wechsellagernd mit Tonschiefern, Mergelschiefern und Plattenkalken. Sandsteine und Arkosen lokal faciell durch Kalkmassive vertreten. Bunte (meist rote) Tonschiefer, wechsellagernd mit schiefrigen Sandsteinen und gebänderten Kalken.	
Basal-Glazialkonglomeratbank. Grüne Arkose-Bank	Obere Glazialkonglomeratbank, Grüne Arkosen, Untere Glazialkonglomeratbank } lokal vereinigt Beide Konglomeratbänke Gerölle der Kieseloolithleitbank neben viel buntem Jaspis, Achat, Chalcedon, Onyx, Porphyr in Geröllen führend. Mit nur lokalen Faltungserscheinungen. Ausbildung vieler großer tektonischer Linien (Verwerfungen, Brüche u.s.w.)	Upper Conglomerates
	Diskordanz.	Diskordanz
	Kambowe-Schichten. Schwarze Schiefer (der Moachia-Schichten STUTZER's Tonschiefer, bunt mit Zwischenlagen von amorphen Kieselgesteinen lebhaft bunter Färbung, bes. eine Bank schwarz-weißer Kieseloolithe, als Leitbank, Tonige-Glimmer-Sandsteinschiefer, Sandsteine, faciell durch Kalke, Mergel, Dolomite ersetzt. Häufig stark metamorphosiert und Quarzlinsen führend. Erzlinsen und Imprägnationen. Konglomeratbänke (Glazial) bisher verschiedener Schichtensysteme, stets frei von Kieseloolithen und anderen Gesteinen der Kambove-Serie. Stark von Faltungen und Verwerfungen verschiedener Perioden und Richtungen betroffen.	Lower Conglomerates
	Präglaziale-Schichten. Quarzite (bunt) silifizierte und metamorphosierte Grauwacken, teils schiefrig, glimmerreich. Phyllite z.T.? Chloritschiefer z.T.? Amphybolschiefer z.T.? Gneis z.T? Glimmerschiefer z.T.? Metam. Tonschiefer. Stets steil aufgerichtet! Teilweise vielleicht metamorphe Äquivalente der Schichten zu 4. Erzgänge führend. Granite. Basische Eruptivgesteine. Vielfach stark von Faltungen und Verwerfungen verschiedener Perioden betroffen.	

[2]) In dem Parallelisierungsversuche STUDTS (39; 14) muß wohl nach der Nomenklatur CORNETS statt S. de Kissola — S. de Kilassa und statt S. de Kisola — S. d. Kissola gelesen werden.

ein vollständig verhärtetes, teils gefrittetes und zerquetschtes Puddinggestein bildeten. Ganz ähnliche Beobachtungen ergaben sich am rechten Lualaba-Ufer in den Tälern von Kapanda und Vumay. Bezeichnenderweise fanden sich auch hier diese stark metamorphosierten Glazialschotter stets in der Nähe der tektonischen Linien.

Die Auffassung STUTZERS, daß die Kambowe-Schichtendas Hangende der südlich Elisabethvilles verbreiteten Konglomerate (Wemashi-Schichten STUDTS) bilden (ob die Überlagerung konkordant oder diskordant erfolgt, ist nirgends ausgesprochen!), kann ich nach obigen Ausführungen nur teilen. Leider ist aus den Auseinandersetzungen STUTZERS nicht ersichtlich, welche Gründe ihn zur Parallelisierung von Moachia-Schichten mit den Wemashi-Schichten STUDTS führten. Beide liegen nämlich, wie ein Blick auf die STUDTsche Karte zeigt, fast dreiviertel Breitengrade voneinander. Wenn nun auch durch die Tatsache, daß in beiden Gerölle von Kieseloolithen fehlen, die Wahrscheinlichkeit größer geworden, daß beide gleiche Horizonte darstellen, so ist doch andererseits die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß auch noch ältere Glazialkonglomerate als die von Moachia vorhanden sein könnten.

In der Tabelle (S. *326*/*327*) mag nun versucht werden, die in obigen Ausführungen für die Horizontisierung der Schichten gewonnenen Anschauungen schematisch zugleich im Vergleich mit den bisherigen Anschauungen wiederzugeben. Von einer Altersfeststellung soll dabei vorläufig als zu unsicher abgesehen werden. Auffallend ist die mit den Verhältnissen Rhodesiens sich ergebende Übereinstimmung, wo man ebenfalls durch eine Diskordanz geschiedene Obere und Untere Konglomerate beobachtet hat.

Selbstverständlich soll nicht behauptet werden, daß mit dieser Auffassung alle Zweifel an der Schichtenfolge Katangas gelöst seien, es werden vielmehr damit wohl eine ganze Zahl neuer Fragen aufgeworfen. Es wäre also sehr zu begrüßen, wenn namentlich die Geologen, welche aus eigener Anschauung die Verhältnisse Katangas kennen, recht zahlreich sich veranlaßt sähen, ihre Ansichten auf Grund ihrer Beobachtungen ebenfalls zum Ausdruck zu bringen.

20. Vorläufige Mitteilung über geologische Beobachtungen in Ost-Celebes.

Von Herrn W. Hotz.

(Mit einer Textfigur.)

Buitenzorg (Java), den 25. Januar 1913.

Im Spätjahr 1912 untersuchte ich im Auftrag der „Nederl. Maatschappy tot het verrichten van Mynbouwkundige Werken" das südliche Küstengebiet am Ostarm der Insel Celebes. Dabei hatte ich Gelegenheit, einerseits das von J. WANNER[1]) eingehend beschriebene Gebiet im östlichen Teil des Inselarmes kennen zu lernen, andererseits aber auch westwärts anschließend meine Beobachtungen bis an die Tomori-Bai auszudehnen.

Ich hoffe, später in Europa mein Material auch petrographisch bearbeiten und darüber eingehender berichten zu können, und möchte mich jetzt darauf beschränken, kurz einige Daten mitzuteilen[2]).

Im östlichen Küstenteil, wo meine Beobachtungen mit den Angaben J. WANNERS fast völlig übereinstimmen, konnten beim Dorfe Lontio belemnitenführende Lagen nachgewiesen werden. Aus graublauen, schichtungslosen Tonen wurden zahlreiche Belemniten mit tiefer Bauchfurche ausgebeutet.

Im Westen hat J. WANNER im Toeli-Fluß Kalke und Hornsteine („Toeli-Kalk") angetroffen, die von ihm in Analogie mit ähnlichen Gesteinen auf der Insel Buru für jurassisch gehalten und zur „Buru-Formation" MARTINS gerechnet werden. Leitfossilien hat er aber in diesem Schichtkomplex auf Celebes nicht gefunden. Die Belemnitentone von Lontio gehören nun weder petrographisch noch ihrer geographischen Lage nach zu dieser Gesteinsserie WANNERS. Das neue Vorkommen liegt in einem Gebiet, das sonst ganz aus tertiären Schichten aufgebaut wird, und stellt tektonisch wahrscheinlich den tieferen Kern einer Antiklinale dar, die schon WANNER innerhalb der neogenen Celebes-Molasse weiter westlich am Kientom-Flusse erwähnt. Die Fundstelle von Belemniten beim Dorfe Lontio

[1]) J. WANNER: Beiträge zur Geologie des Ostarms der Insel Celebes. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXIX, 1910, S. 739.

[2]) Für die gütige Erlaubnis zur Publikation bin ich Herrn J. KOSTER, Direktor obiger Gesellschaft, zu vielem Dank verpflichtet.

liefert den ersten paläontologischen Nachweis mesozoischer Schichten am Ostarm von Celebes und damit auf der Insel überhaupt.

Im südwestlichen, geologisch bisher gänzlich unbekannten Teil des Inselarmes gelangt die sog. „Buru-Formation" zusammen mit basischen Eruptivgesteinen zu großer Verbreitung. Charakteristisch für die „Buru-Formation" sind rote Hornsteine, fleischfarbige Kalkschiefer und Mergel sowie braunrote



Kartenskizze von Ost-Celebes.

Kalke und weiße Massenkalke. Im Flußgebiet des oberen Sg. Bongka wurden nahe der Wasserscheide, die hier bis auf 12 km an die Südküste herantritt, in engstem Verband mit roten und durch Hornstein gebänderten Kalken auch helle Nummulitenkalke gefunden; die größten, schön herausgewitterten Nummuliten erreichen einen Durchmesser von 1 cm. Erwähnung verdient hier noch das Auftreten schmaler Lignitflözchen in Sandsteinen, die der Kalkserie am Sg. Bongka eingelagert sind. An mehreren Stellen der Küste erwies sich der Kalk dieses Kalkhornsteinkomplexes als reich an Lepidocyclinen.

Wir sehen somit, daß die Buru-Formation MARTINS — entsprechend dem „Toeli-Kalk" WANNERS — auf Ost-Celebes

teilweise sicher zum Tertiär[1]) gerechnet werden muß, doch sei hier ohne weiteres zugegeben, daß innerhalb dieser Sedimentserie auch Jura- und Kreideschichten vorkommen können. Es dürften aber P. und F. SARASIN[2]) kaum im Recht sein, wenn sie für ihren „Rotton", wozu sie alle rotgefärbten Mergel, Kalke und Hornsteine auf Celebes rechnen, bloß kretazeisches Alter annehmen, hat doch auch außerhalb unseres Spezialgebietes M. KOPERBERG[3]) in der Landschaft Bwool, Nord-Celebes, in Verband mit jüngeren Sandsteinen rötliche, schieferige Globigerinenmergel und roten Kalkstein mit deutlichen Nummuliten angetroffen. H. BUECKING[4]) faßt die rotbraunen Mergel von der Insel Zuidwachter an der Westküste sogar als miozän auf.

Aus Schichten der Buru-Formation ist im wesentlichen auch das 2—3000 m hohe Toekala-Gebirge aufgebaut, das sich im Süden mit hohen Kalkwänden quer zum Streichen unvermittelt aus der breiten Alluvialebene erhebt, welche die SO-Ecke der Halbinsel umsäumt.

E. C. ABENDANON, der das Toekala-Massiv bloß aus der Ferne gesehen hat, fügt neuerdings[5]) auch dieses Gebirge in sein Bruchsystem ein und spricht von einem aufgetriebenen Horst. Soviel ich an Ort und Stelle beobachten konnte, kommt seine frühere Annahme[6]), das Toekala-Gebirge sei eine hohe Antiklinale, im Prinzip der Wirklichkeit viel näher. Allerdings verläuft die Leitlinie des Gebirgsstockes nicht im Sinne P. und F. SARASINs[7]), die das Toekala-Gebirge als ein langes, SW—NO streichendes Kettengebirge darstellen. Die

[1]) J. WANNER (Zur Geologie und Geographie von West-Buru. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXIV, 1907, S. 133) erwähnt auch auf Buru inmitten jurassischer Massenkalke das unvermittelte Auftreten paläogener Sedimente.

[2]) P. und F. SARASIN: Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. 1901.

[3]) M. KOPERBERG: Verslag eener mynbouwk. exploratie van het kopererts voorkomen aan de Boekal rivier in het landschap Bwool. Jaarboek v. h. Mynwezen 1905, S. 151. — Derselbe: Geolog. en mynbouwk. onderzoekingen in de residentie Menado. Jaarboek v. h. Mynwezen 1902, S. 151.

[4]) H. BUECKING: Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlung des geologischen Reichsmuseums Leiden 1904.

[5]) E. C. ABENDANON: Zur Umrißform der Insel Celebes. Diese Monatsber. 1912, S. 266.

[6]) E. C. ABENDANON: Celebes en Halmahera. Tydsch. Kon. Aard. Gen. 1910, S. 1149.

[7]) P. und F. SARASIN: Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. 1901. — Dieselben: Reisen in Celebes. 1905, Bd. 1.

vier hohen Gipfel folgen sich vielmehr in einer SSO—NNW gerichteten Linie. Bloß das südöstlich vorgelagerte Bergland löst sich in einige gedrungene, kurze Züge auf, die sich, von der Küste aus gesehen, kulissenartig hintereinanderschieben mit einer Streichrichtung SW—NO.

Ich kann an dieser Stelle nicht näher auf die Lagerungsverhältnisse im Gebiet des Toekala-Gebirges eingehen, sondern möchte als weiteren Beweis, daß die z. T. tertiäre Buru-Formation gefaltet ist, noch ein Vorkommen enger Antiklinalen und Synklinalen am oberen Bongka-Flusse anführen. Die Sedimentschichten streichen dort SSO—NNW und weisen somit darauf hin, daß der Aufbau der östlichen Halbinsel nicht überall dem Schema P. und F. SARASINs folgt. Ich fühle mich nicht kompetent, um mich weiter in diese neuerdings aufgeworfene Streitfrage einzumischen, glaube aber, daß P. und F. SARASIN selbst in einem „Leitlinienstrudel"[1]), einem „wirbelartigen Knoten", nicht überall ruhige und einfache Verhältnisse voraussetzen werden. Gegen die Kreuzungspunkte ihrer Leitlinien hin sind von vornherein größere Störungen und Komplikationen in der Tektonik zu erwarten.

Stratigraphisch und petrographisch findet der Ostarm im Süden direkten Anschluß an Zentral-Celebes. Die Inselgruppe der äußeren Tomori-Bai sowie das Küstenland um Kolonedale herum wird vorwiegend aus hellen Massenkalken aufgebaut, die lokal ebenfalls rote, kieselige Kalkschiefer und dunkle Hornsteinpartien führen. Daneben gelangen basische Eruptivgesteine zu weiter Verbreitung. Sie nehmen einen wesentlichen Anteil am Aufbau der südöstlichen Halbinsel und reichen in Begleitung von weißen und rötlichen Kalken bis an den Golf von Boni[2]). Schon J. WANNER (a. a. O., S. 774) weist auf die petrographische Ähnlichkeit seines „Toeli-Kalkes" mit rot gefärbtem Kalkstein hin, die P. und F. SARASIN östlich des Mantana-Sees erwähnen.

Die in und westlich der Tomori-Bai auftretenden basischen Eruptivgesteine fand ich aber auch im südwestlichen Teil des Ostarmes als Gabbro, Peridotite und vulkanische Breccien weit verbreitet. Auch an der Nordküste im Gebiet der Tomini-Bucht wurden sie zwischen Todjo und Bongka von

---

[1]) P. SARASIN: Zur Tektonik von Celebes. Diese Monatsber. 1912, S. *226*.

[2]) P. und F. SARASIN: Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. 1901. — E. C. ABENDANON: Onderzoek van Zentral-Celebes 1909—1910. Tydsch. Kon. Aard. Gen. 1910 u. 1911. — Ferner: diese Zeitschr. 1912, S. 266.

KOPERBERG[1]) nachgewiesen. Bezüglich des Alters dieser Eruptiva in der östlichen Halbinsel ist folgendes zu berichten: Im Gebiet des Toeli- und Senorang-Flusses traf ich in den tiefsten Lagen der neogenen Celebesmolasse wenig mächtige Peridotitmassen und vulkanische Breccien als konkordante Einlagerungen an. An benachbarter Stelle fand J. WANNER (a. a. O., S. 765) „zwischen die Mergelbänke der Celebesmolasse eingelagert große Platten eines basischen Eruptivgesteins, das von Herrn BUECKING als Hornblendediorit bezeichnet wird. Nach der Art des geologischen Vorkommens kann daher dieses Gestein keinenfalls älter als die miozäne Celebesmolasse sein“.

In der Gegend des Toekala-Gebirges trifft man in sehr instruktiven Aufschlüssen inmitten basischer Eruptiva schmale Einlagerungen von roten Kalkschiefern und Hornstein, während andererseits wieder den Schichten der Buru-Formation Peridotite und vulkanische Breccien als konkordante Bestandteile eingelagert sind. Wir erkennen daraus einen auch im Alter sehr engen Zusammenhang zwischen den Gabbro-Peridotitmassen und der z. T. tertiären Kalkhornsteinformation. Man ist wohl berechtigt, auch für einen großen Teil der basischen Eruptivgesteine ein tertiäres Alter (bis miocän) anzunehmen. Die Darstellung J. AHLBURGs[2]), daß sich der Ostarm im wesentlichen aus präcarbonischen Schichten aufbaue, trifft keineswegs zu.

Von den eben genannten Eruptivgesteinen liegen Typen vor, die petrographisch Vertretern aus dem ausgedehnten Gabbro-Massiv bei Loboe an der Tomini-Bucht recht nahe stehen (vgl. WANNER a. a. O., S. 747). Auch für dieses Eruptivgebiet ist z. T. tertiäres Alter erwiesen, treten doch dort beim Dorfe Poh gabbroide Gesteine — sei es nun gang- oder lagerförmig — auch in nachweislich oligocänen Sedimenten auf[3]).

Die petrographische Beschreibung der zusammen mit der Kalkhornsteinformation auftretenden Eruptivgesteine möchte ich mir für eine spätere, ausführlichere Arbeit vorbehalten. Vorläufig sei bloß noch erwähnt, daß die Peridotitgesteine im südwestlichen Teil des Ostarmes durch einen reichen, immer wiederkehrenden Gehalt an rotem Granat ausgezeichnet sind. Die hellen, großen Granitkristalle heben sich einsprenglings-

[1]) M. KOPERBERG: Geol. en mynbouwk. onderzoek in Menado. Jaarboek v. h. Mynwezen 1905, S. 172.

[2]) J. AHLBURG Der geologische Aufbau von Nord-Celebes. Diese Monatsber. 1910, S. *191*.

[3]) R. D. M. VERBEEK: (Molukkenverslag. Jaarboek v. h. Mynwezen 1908) gibt dort auf der Karte unrichtigerweise alte, d. h. größtenteils präpermische, basische Eruptivgesteine an.

artig aus dem dunklen Eruptivgestein ab. Lokal wurden auch Granat-Augitfelse mit reichlichem Magnetit angetroffen, die auffallend den Kontaktprodukten (Skarn) aus den schwedischen oder banater Erzgebieten gleichen.

21. Diluviale Flußablagerungen im Gebiete der Rodach.

Von Herrn L. Henkel.

(Mit 1 Textfigur.)

Pforta, den 7. Mai 1913.

In den hier zu besprechenden Ablagerungen sind organische Reste bisher nicht gefunden worden. Wenn sie daher als diluvial bezeichnet werden, so geschieht es auf Grund eines Analogieschlusses. Sie stimmen in ihrer Zusammensetzung überein mit dem Kies der jetzigen Flüsse, und in benachbarten Gegenden, wo eine sichere Altersentscheidung möglich war, haben sich solche Absätze immer als diluvial herausgestellt, während erweislich tertiäre ganz abweichend davon ausgebildet sind.

Die Rodach, die sich oberhalb Lichtenfels in den Main ergießt, sammelt das Wasser einer Anzahl von Flüßchen und Bächen des Frankenwaldes. Solange diese Gewässer in dem Schiefergebirge fließen, sind ihre Täler eng, erst in den weicheren Schichten des Rotliegenden und der Trias weiten sie sich aus. Ganz ebenso ist es offenbar in früheren Stillstandsperioden der Tiefenerosion gewesen. In den harten paläozoischen Schichten hat die Kraft der Seitenerosion nicht hingereicht, eine breite Talaue zu schaffen, beim erneuten Einschneiden des Flusses konnten daher keine Reste einer solchen als Terrassen erhalten bleiben. Nur im letzten Stück des Laufs im Schiefergebirge ist wenigstens morphologisch Terrassenbildung zu erkennen, von den Ablagerungen des alten Talbodens aber nichts erhalten geblieben.

Die Flußablagerungen des Rodachgebiets gliedern sich in drei Gruppen:

1. Ablagerungen der oberen Terrasse.
2. Ablagerungen der unteren Terrasse.
3. Ablagerungen der jetzigen Flußauen.

Ablagerungen der oberen Terrasse.

Ablagerungen der Rodach.

1. Am Ruppen, ungefähr $1^1/_2$ km östlich von Kronach (bayrisches Meßtischblatt Kronach), ist durch einen Sandstein-



Skizze der diluvialen Flußablagerungen im Gebiete der Rodach.
Maßstab 1 : 400000.

bruch der Kies der oberen Rodachterrasse aufgeschlossen. Man beachtet dort folgendes Profil:

$1^1/_2$ m Gehängeschutt, hauptsächlich aus Wellenkalk des nahen Kreuzberges bestehend;

2 bis 3 m sandiger Lehm mit Schmitzen von Kies und von Mergel;

2 m Rodachkies; untere Grenze bei 341 m, also 30 m über dem Fluß.

4 m Buntsandstein.

Der Kies der Rodach unterscheidet sich von dem der Haßlach und Kronach dadurch, daß er in Menge große Brocken von Kieselschiefer führt, während letztere Flüßchen davon nur kleine Gerölle enthalten, die schon in Konglomeraten des Rotliegenden gelegen haben.

2. Über der Hammermühle, südlich von Kronach, liegt, durch einen Hohlweg aufgeschlossen, Rodachkies, ungefähr 2 m mächtig, mit der unteren Grenze bei ungefähr 342 m. Es ist also auf einer Strecke, wo der jetzige Fluß um 7 m fällt, bei dem alten Kies kein Gefälle, ja sogar eine schwache Steigung zu beobachten. Es wird sich dies aber wohl so erklären, daß der Kies am Ruppen in einer tiefen Auskolkung liegt, der bei der Hammermühle auf einer Schwelle des alten Flußlaufs abgelagert ist.

Ablagerungen der Haßlach.

1. In dem Hohlweg südlich von Reitzsch (Meßtischblatt Neukenroth), liegt ziemlich gut aufgeschlossen in Stärke von 2 m Haßlachkies über Sandsteinschiefern des Rotliegenden bei 372 m, 40 m über der Haßlach. Die Terrasse, zu der er gehört, ist auch der Gestalt nach wohl erkennbar.

2. Westlich vom Kronacher Schießhaus (Blatt Kronach) ist durch einen Sandsteinbruch Haßlachkies aufgeschlossen, zwischen den Isohypsen von 340 und 350 m, also ungefähr 40 m über dem Fluß. Er ist von Sandstein-Gehängeschutt so bedeckt, daß man ohne den Steinbruch gar nichts von ihm wahrnehmen würde. Übrigens wird er wohl nächstens durch den Steinbruchbetrieb ganz beseitigt sein. Der Kies enthält neben sehr reichlichem, wenig abgerolltem Buntsandsteinmaterial Gerölle aus den verschiedenen Gesteinen des Kulm und des Rotliegenden. Da der Gedanke nahe liegt, daß in der Vorzeit die Steinach durch die Einsenkung von Neuhaus und Burggrub nach Südosten geflossen sein könnte, so habe ich ein besonderes Augenmerk darauf gehabt, ob in dem vorliegenden Kies etwa Steinachgerölle vorkämen. Da ich von solchen, insbesondere von den unverwüstlichen und sehr auffallenden Quarziten der Steinach, nichts gefunden habe, so glaube ich, sicher schließen zu dürfen, daß eine derartige Flußverbindung **nicht** bestanden hat.

Ablagerungen der Steinach.

Ausgedehnte Ablagerungen einer oberen Terrasse der Steinach sind schon von LORETZ beobachtet und auf Blatt

Sonneberg der preußischen geologischen Spezialkarte eingetragen worden. Die Erläuterungen zu Blatt Sonneberg geben eine klare und richtige Darstellung des Sachverhalts, in der kartographischen Darstellung aber ist der Kies der oberen und der unteren Terrasse mit der durch Abspülung der oberen Terrasse entstandenen Kiesbedeckung der Gehänge unter einer Bezeichnung zusammengefaßt.

Die Ablagerungen der Steinach nach ihrem Austritt aus dem Schiefergebirge breiten sich auf einer weiten, schiefen Ebene aus, die wir nach der Stadt Sonneberg benennen wollen. Die Anlage dieser Ebene beruht auf einer indirekten Wirkung der Tektonik. Tektonisch nimmt die Sonneberger schiefe Ebene die Stelle einer ganz flachen, kuppelförmigen Aufwölbung ein. Es sind infolgedessen hier die ganz außerordentlich mürben Gesteine der untersten Abteilung des mittleren Buntsandsteins (sm_1 der geologischen Spezialkarte) der schützenden Decke härterer Schichten zuerst beraubt worden und in dem so bloßgelegten, äußerst unwiderstandsfähigen Boden hat die Abtragung ganz flache Bodenformen geschaffen. An einer Stelle, wo durch örtliche Ursachen die höheren Schichten des Buntsandsteins besser verkittet waren[1], sind sie erhalten geblieben und zu der Erhebung des Muppergs herauspräpariert worden, die sich sehr auffallend, fast einer Basaltkuppe ähnlich, von der Umgebung abhebt.

Die weite Ausbreitung der Steinachkiese auf der Sonneberger schiefen Ebene ist sicher durch die zahlreichen wechselnden Arme eines verwilderten Flusses zustande gekommen. Es muß jedoch auch die Wassermenge des Flusses bedeutend größer gewesen sein als jetzt, denn die Flußaue war im Zeitalter der oberen wie der unteren Terrasse viel breiter als jetzt. Es müssen also die Zeiten des Stillstandes der Tiefenerosion, der sich in den Terrassen ausprägt, wenigstens teilweise zusammengefallen sein mit Zeiten größeren Wasserreichtums der Flüsse, d. h. wahrscheinlich mit Eiszeiten. Nicht daß die jährliche Niederschlagsmenge damals größer gewesen wäre als jetzt; das anzunehmen, liegt kaum ein Anlaß vor; aber der Abflußfaktor war ein anderer. Wir werden uns vorstellen dürfen, daß er damals bei uns so viel betrug wie jetzt in etwa in Schwedisch-Lappland, d. h. 70 bis 95 %, während in Norddeutschland

[1] Daß dem so ist, ergibt sich aus dem Böschungswinkel der Gehänge. Unter sonst ganz ähnlichen Verhältnissen hat die Abteilung sm_2 der geologischen Karte am Teutersberg bei Mönchroden eine Böschung von 18°, am Tiergarten von 13°, am Mupperg aber von 22°.

jetzt von dem jährlichen Niederschlag noch nicht 30 % in die Flüsse kommt. Es führte also damals etwa der Main bei Lichtenfels so viel Wasser wie jetzt bei Mainz. Dazu kam aber nun noch eine andere Verteilung des Abflusses im Jahreslaufe. Der Frankenwald war sicher dreiviertel des Jahres mit Schnee bedeckt, während einzelne Firnflecken wohl auch den Sommer durch aushielten. Während der größeren Zeit des Jahres war daher der Abfluß gering, seine Hauptmasse drängte sich in dem kurzen Sommer zusammen. Die vermehrte Erosionskraft der größern Wassermenge konnte dabei aufgehoben werden durch die vermehrte Schotterführung, welche die Umwandlung des Klimas und damit der Pflanzendecke mit sich brachte.

Kies der oberen Steinachterrasse breitet sich ungefähr 40 bis 45 m über dem Fluß von der Höhe östlich von Weidhausen bis nach Kaulsroth aus, liegt aber auch viel weiter östlich bei Mark und Schierschnitz. Der Föritzbach, der im Zeitalter der oberen Terrasse, falls er überhaupt schon bestand, nach einem Laufe von $1\frac{1}{2}$ km auf diese Fläche ausmündete, hat sich später, sie durchschneidend, bis zur jetzigen Mündung bei Mitwitz verlängert. Da zur Zeit der Ablagerung der oberen Terrasse die Steinach zwischen Weidhausen und Föritz auf der jetzigen Wasserscheide floß, ohne doch, wie wir gesehen haben, Wasser zur Haßlach hinüber zu senden, so muß die allgemeine Abtragung die Wasserscheide und überhaupt die ganze Bodengestalt in dieser Gegend seitdem noch erheblich verändert haben.

Mit dem Zutagetreten widerstandsfähigerer Schichten verengert sich von Wörlsdorf an das Steinachtal. Die obere Terrasse tritt hier als schmaler Saum bei Wörlsdorf und Hassenberg am rechten Ufer, bei Horb am linken auf.

Der oberen Terrasse des Rodachgebiets muß natürlich eine Terrasse des Mains entsprochen haben, sie ist aber bis jetzt noch nicht nachgewiesen. Einem gleichalterigen Bache dürfte die von Gümbel (Fränk. Alb, S. 549) erwähnte Geröllschicht aus Quarz mit Doggergeröllen zwischen Püchitz und Altenbanz entstammen.

Ablagerungen der unteren Terrasse.

Von Rotenkirchen an zieht sich der Haßlach entlang die untere Terrasse in einer Höhe von ungefähr 12 m über dem Fluß, an der Geländeform, wie an Kieslagern deutlich kennt-

lich. Der Kies, mit dem der jetzigen Haßlach übereinstimmend. ist am besten zu beobachten an dem Weg von Haßlach nach Haig bei 330 m (Meßtischblatt Neukenroth).

Der von LORETZ auf dem bayrischen Anteil von Blatt Sonneberg angegebene Kies umfaßt außer dem der unteren Terrasse auch solchen, der aus der oberen Terrasse verrollt ist. Die obere Terrasse selbst ist diesem Forscher hier entgangen.

An der Kronach ist schon bei Steinberg, noch im Schiefergebirge, die Terrassenbildung bemerkbar. Hier ist kein Kies erhalten, aber weiterhin findet man ihn nordöstlich von Friesen (Meßtischblatt Kronach) zwischen 350 und 360 m, westlich von der Ziegelei bei Dörfles, bei 352 m und ostwärts von Kronach bei der Fallmeisterei zwischen 320 und 330 m. In einer Ziegelei ist hier über dem Kies Lehm von ungefähr 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Er ist ungeschichtet, offenbar weil er in einer Wiesenaue abgesetzt wurde, wo die durchwachsenden Grashalme die Schichtung immer wieder verwischten. Der weitere Verlauf der Kronachterrasse nach Süden zeigt, daß dieser Bach damals nicht wie jetzt in die Haßlach, sondern geradwegs zur Rodach geflossen ist.

An der Rodach hebt sich die untere Terrasse schon oberhalb von Zeyern morphologisch heraus, von Kies aber habe ich bis zur Hammermühle nichts Sicheres auffinden können. Bei der Hammermühle kann man den Kies dieser Terrasse bei der Isohypse 320 einige Hundert Meter weit verfolgen, weiter findet man ihn nordöstlich von Hummendorf zwischen 310 und 320 m, gegenüber südwestlich von Johannistal, dann im Orte Küps auf dem Friedhof, und endlich bei Redwitz a. d. Rodach, zwischen dem Bahnhof und dem Ort, wo die Terrasse eine sehr ausgeprägte breite Fläche bildet.

An der Steinach hat die untere Terrasse den größten Anteil an der Sonneberger Ebene. Nach der Verengerung des Tals findet man Kieslager von ihr bei Beikheim (Blatt Steinach der preußischen geologischen Spezialkarte), ferner bei Graitz, gleich nördlich vom Dorf, und südlich von Trainau, unterhalb des Höhenpunktes 292 der Karte des Deutschen Reichs 1 : 100 000, Blatt Lichtenfels. (Die Meßtischblätter dieser Gegend sind noch nicht erschienen.)

Auch an der Föritz ist eine entsprechende Terrasse ausgebildet.

Die untere Terrasse der Rodach mündet auf eine Mainterrasse aus, deren Kies u. a. im Straßeneinschnitt südlich vom Bahnhof Hochstadt und bei den Steinbrüchen von Naßanger westlich von Hochstadt aufgeschlossen ist.

Ablagerungen der jetzigen Flußniederungen.

Die jetzigen Flußauen der Rodach und ihrer Nebenflüsse sind bis zu einigen Metern Höhe über dem Stande des größten Hochwassers noch mit Flußkies erfüllt. Die Oberfläche dieser älteren Kieslager senkt sich meist ganz allmählich zum jetzigen Ufer herab, nur bei Heubisch in der Sonneberger Ebene setzt sie sich in einer deutlichen Terrasse von 4 m Höhe ab. Diese Terrasse trägt aber im Gegensatz zu den älteren keinen Kern von anstehendem Gestein, sondern besteht nur aus Flußkies. Sie ist also das Ergebnis einer Aufschüttung, die der späteren Tieferlegung des Flusses vorausging. Es wird daher der Vorgang wohl allgemein so gewesen sein, daß, nachdem die Rodach und ihre Zuflüsse sich beinahe bis zur jetzigen Tiefe eingesägt hatten, nicht bloß ein Stillstand der Tiefenerosien, sondern sogar eine Periode der Zuschüttung um einen mäßigen Betrag eintrat, auf die dann das Einschneiden bis zum jetzigen Stande folgte.

LORETZ hat die älteren Kiese der Flußniederungen als „alt-alluvial" bezeichnet. Ich glaube, daß der Ausdruck „alluvial" nicht zutreffend ist. Es sind in anderen Gegenden nicht selten im Boden der jetzigen Flußauen die Reste diluvialer Tiere, insbesondere Mammut und Rhinozeros tichorrhinus, gefunden worden, besonders reichlich z. B. im Kies der Saale bei Kösen. Die Wahrscheinlichkeit spricht daher dafür, daß auch hier im Maingebiet die Bildung der älteren Kiese der Aue ins Diluvium zurückreicht.

Dieselben Terrassen wie an der Rodach sind auch, wie aus den Blättern Öslau und Koburg der geologischen Spezialkarte hervorgeht, an der Itz ausgebildet. Merkwürdig sind die Verhältnisse an dem Rötenbach. Er fließt wie die Steinach über die Sonneberger schiefe Ebene und ist dort von der Steinach nur durch eine ganz niedrige Wasserscheide getrennt. Zur Zeit der unteren Terasse ist dies offenbar in noch größerem Maße der Fall gewesen, so daß sich zwischen Sonneberg und Neustadt a. d. Heide der Anteil beider Gewässer an dieser Terrasse überhaupt nicht streng trennen läßt. Aber in die Itz ist der Rötenbach damals doch schon gegangen, wie seine Terrasse bei Öslau, ungefähr 8 m über dem jetzigen Ufer, beweist. Im Frühjahr 1913 war hier zwischen den Fabriken Katharinenwerk und Annawerk guter Aufschluß geschaffen durch einen langen Graben, der Massen von Thüringerwald-Geröllen an die Oberfläche gebracht hat.

LORETZ verzeichnet auch Thüringerwald-Schotter nordöstlich von Öslau bei der Isohypse von 900 Fuß, also ungefähr 30 m über dem Bach. Ich habe aber dort bei sorgfältigstem Suchen nichts von diesem Schotter auffinden können und glaube daher bestimmt, daß LORETZ durch verschleppte Gerölle getäuscht worden ist. Ausgeschlossen wäre es daher nicht, daß im Zeitalter der oberen Terrasse der Rötenbach in seiner jetzigen Gestalt noch nicht vorhanden war, sondern sein Oberlauf, wahrscheinlich noch verstärkt durch den der Effelter, zur Steinach floß. Eine sichere Entscheidung wird aber wohl kaum möglich sein, denn der obere Rötenbach führt keine Gerölle, die nicht ebenso gut aus der Steinach stammen könnten.

Ziemlich abweichend von der Entwicklungsgeschichte des Rodachsgebiets scheint die des Regnitztals zu sein[1]). Zwar entspricht BLANCKENHORNS „Vorstufe" oder erste Terrasse sehr deutlich den älteren Kiesen dor Niederung an der Rodach und seine zweite Terrasse der unteren Rodachterrasse. Aber während diese eine ausgeprägte Felsenterrasse mit dünner Kiesdecke ist, scheint die entsprechende Regnitzterrasse im wesentlichen aus früheren Aufschüttungen dieses Flusses herausgearbeitet zu sein. Die „dritte Terrasse" BLANCKENHORNS dürfte recht verschiedenartige Bildungen in sich begreifen, von denen nur ein Teil vielleicht der oberen Rodachterrasse entspricht.

Eine Parallelisierung der einzelnen Terrassen mit solchen des Rheins und damit des Alpengebiets scheint mir so lange noch nicht ratsam, als nicht die Terrassen des Mains von der Mündung herauf im Zusammenhang erforscht sind.

22. Zur Geologie des Kartsteins.

Von Herrn L. SOMMERMEIER.

Bonn, den 20. April 1913.

Durch die Ergebnisse der vor 2 Jahren von C. RADEMACHER vorgenommenen und beschriebenen[2]) Ausgrabungen in den „Kakushöhlen" im Kartstein in der Eifel (Meßtischbl.

[1]) BLANCKENHORN: Das Diluvium der Gegend von Erlangen. Sitzungs-Bericht phys med. Soz. Erlangen 1895. — LENK: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Erlangen. Ebenda 1906.

[2] C. RADEMACHER: Der Kartstein bei Eiserfey in der Eifel. Prähhistorische Zeitschr. III. Bd. 1911, S. 201—232.

Mechernich) hat die vorgeschichtliche Forschung — speziell für das Paläolithicum in Westdeutschland — eine wertvolle Bereicherung erfahren. Wenn auch nach R. R. SCHMIDT[1]) der Nachweis des Acheuléen hinfällig ist und die dem Aurignacien zugewiesenen Artefakte nicht sicher datierbar sind, so liegen doch „zwei wohlausgeprägte Kulturen: Moustérien und Magdalénien vor". Auch die diluviale und postglaziale Wirbeltierfauna ist in den Höhlenfunden typisch vertreten. Bei der Bedeutung, welche der Kartstein als prähistorischer Fundpunkt dadurch gewonnen hat, ist es wohl angebracht, auch einmal die geologischen Verhältnisse zu beleuchten, da diesen RADEMACHER in seiner Beschreibung nicht gerecht geworden und wohl auf Grund seiner Angaben der Hauptirrtum auch in das Werk von R. R. SCHMIDT usw. übergegangen ist.

Um von den kleineren Mißverständnissen, die lokale Geologie betreffend, abzusehen, ist das Wesentlichste: Die Kakushöhlen sind nicht Höhlen im mitteldevonischen Kalk- oder Dolomit, wie etwa Buchenloch, Balverhöhle, Wildscheuer und die meisten anderen der zahlreichen Höhen in Rheinland und Westfalen, sondern das Höhlengestein ist ein diluvialer Kalktuff, aus dem der ganze Kartsteinfelsen besteht. Die allgemeine Situation ist kurz folgende:

Der Nordflügel der Sötenicher Mulde (der nördlichsten der Eifeler Kalkmulden) wird bei dem Dorf Eiserfey, welches auf der Grenze des Unter- und Mitteldevons liegt, von dem N.—S. verlaufenden Tal des Hausener Baches quer durchschnitten, das seine Fortsetzung in dem Feybach-Tal östlich des bekannten Mechernich nimmt. Die Gegend von Eiserfey ist eine der wenigen Stellen im Kalkgebirge der Eifel, wo sich umfangreichere Kalktuffablagerungen finden. Auf der Dechen-Karte (Sekt. Mayen) sind diese schon verzeichnet, schematisiert und ohne ältere und jüngere Bildungen zu trennen. Letztere seien hier nicht weiter berührt, besonders bemerkenswert sind sie in der Talstufe von Dreimühlen. Zwischen dieser und Eiserfey ist dem westlichen Talhang ein Gehängetuff aufgesetzt. Sein höheres diluviales Alter geht ebenso wie aus den Höhlenfunden auch aus den geologischen Verhältnissen hervor.[2]) Er ist zum Absatz gekommen vor

[1]) R. R. SCHMIDT unter Mitwirkung von E. KOKEN und A. SCHLIZ: Die diluviale Vorzeit Deutschlands. Stuttgart 1912. S. 75 und 76.

[2]) Die eingehende Erörterung dieser, besonders auch der lokalen Entstehungsbedingungen des Tuffes gebe ich in der ausführlichen Veröffentlichung meiner Untersuchungen, die in den „Verh. des Naturhistorischen Vereins d. preuß. Rheinlande und Westfalens" erscheinen wird.

der heutigen Ausgestaltung des Haupttales und der kleinen Seitentäler. Durch eine alluviale Rinne wurde er bis zum Untergrund durchschnitten und ein kleiner Teil von der Hauptmasse abgetrennt. Deren Erosionsrest ist der Kartstein. Daß die Entstehung des Kalktuffes bis in präquartäre Zeit zurückreicht, ist nicht anzunehmen, da tertiäre Elemente unter den im Tuffkalk eingebetteten Schnecken fehlen. Meine Ausbeute aus dem Kartsteinkalk enthält nach Bestimmung durch Herrn C. R. BOETTGER-Frankfurt a. M.

Fruticola hispida L.
Helicodonta obvoluta MÜLL.
Arianta arbustorum L. (?)
Cepaea hortensis MÜLL.
Cochlicopa lubrica MÜLL.
Succinea putris L.
Carychium minimum MÜLL.
Bythinia tentaculata L.

also rein pleistocäne und rezente Formen, die auch heute noch in der Gegend leben.

In annähernd 10 m Höhe über der Talsohle steigt die bis 20 m hohe, zerklüftete Steilwand des Kartsteins auf, welche das aus dem höheren Gehänge sich entwickelnde Plateau nach W. begrenzt. An der Hand einzelner Beobachtungen des bloßgelegten, unterlagernden dolomitischen Devonkalkes und der Untersuchungen an den Außenflächen des Felsens und im Innern der Höhlen ließ sich feststellen, daß die ganze Masse des Kartsteins aus dem Kalktuff besteht. Auch die davorgelagerten, abgestürzten großen Blöcke sind nicht „Dolomitbrocken", sondern Kalktuff. Das Gestein ist vorwiegend ein fester und recht dichter Travertin mit versinderten Poren. Stellenweise verliert sich die Tuffstruktur nahezu völlig und es entsteht ein splitteriger Süßwasserkalk. Als interessante Einzelheit treten ferner große Ooide[1]) auf, unter Mitwirkung von Kalkalgen entstanden, die überhaupt am Aufbau des Gesteins starken Anteil haben.

Was die Höhlenbildung betrifft, so handelt es sich bei der großen Haupthöhle um eine Sickerwasserhöhle, durch Erweiterung von Klüften entstanden, die den ganzen Kartstein reichlich durchsetzen. Ihre größte Flächenausdehnung hat die Höhle an der Grenze des Kalktuffs gegen den Devon-

[1]) Auch dieses werde ich an anderer Stelle noch eingehend behandeln.

untergrund, in diesem hat die Aushöhlung aber nur wenig hineingegriffen, der Hauptteil liegt im Tuff. Bei der zweiten, kleineren Höhle wird aus den Angaben RADEMACHERS über die bei der Ausgrabung gemachten Beobachtungen der Charakter der Höhle nicht klar ersichtlich. Dem Augenschein nach ist es ursprünglich eine „Halbhöhle", eine Nische am Fuß der Wand, die durch die davorliegenden Absturzmassen zur Höhle geschlossen wurde. Ähnliche Nischen und Überhänge sind am Kartstein noch mehrfach vorhanden.

Auch der Sinterbildungen sei noch mit einigen Worten gedacht. Wo diese sich als Überschalungen oder traubige Ansätze finden, sind sie als sekundäre Produkte vom Diluvialkalk zu trennen. Von dem hellgelben bis bräunlichen Tuffkalk unterscheiden sie sich durch die meist rein weiße Farbe und grobkrystalline Beschaffenheit.

Der Versuch RADEMACHERS, aus dem Auftreten einer die diluvialen Schichten abschließenden Sinterdecke eine Klimaänderung („Übergang des feuchtkalten Diluvialklimas in das trockene postglaziale") abzuleiten und sie zur glazial-chronologischen Einteilung der Kulturschichten zu verwerten, ist schon von R. R. SCHMIDT[1]) und E. KOKEN[1]) zurückgewiesen. Unhaltbar sind gleichfalls die Folgerungen, welche aus der Anschwellung des Schichtenprofils am Osteingang der großen Höhle gezogen werden. Hier wird der infolge ihrer sonst gleichbleibenden Mächtigkeit parallele Verlauf der Schichten gestört durch eine Anhäufung von abgewitterten, zu einer festen Masse verbackenen Gesteinsbrocken zwischen den Lehmschichten. Auch das ist natürlich eine ganz lokale Erscheinung, die zu allen Zeiten auftreten kann, und es ist auch hieraus nicht angängig, auf eine Klimaänderung — in diesem Falle das Einsetzen einer neuen, der letzten Eiszeit — zu schließen. Hätten klimatisch bedingte Ursachen die Anschwellung der Schicht hervorgerufen, so müßten sich diese auch im ganzen Gebiet bemerkbar machen, z. B. in Gestalt versinterter Gehängebreccien als eiszeitliche Bildungen im Bergschutt des Kalkgebirges. Zur Parallelisierung der archäologischen und geologischen Stufen des Diluviums lassen sich die Karsteinprofile also nicht heranziehen. Nach KOKEN[1]) reicht von den „durch Fossilinhalt charakterisierbaren Schichten keine über das letzte Glazial zurück".

[1]) a.-a. O.

// Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 7. 1913.

Protokoll der Sitzung vom 2. Juli 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende widmete den beiden verstorbenen Mitgliedern der Gesellschaft K. I. V. STEENSTRUP, und E. HOLZAPFEL, nachstehende Gedenkworte:

In jüngster Zeit hat unsere Gesellschaft zwei hervorragende Mitglieder durch den Tod verloren, K. I. V. STEENSTRUP und EDUARD HOLZAPFEL.

K. I. V. STEENSTRUP, ein Neffe des berühmten Naturforschers JAPETUS STEENSTRUP, wurde am 7. September 1842 in Höstemark Mölle in Dänemark geboren, wo sein Vater als Pächter wohnte. Er widmete sich ursprünglich dem pharmazeutischen Studium, wurde jedoch im Jahre 1866 als Assistent am Mineralogischen Museum in Kopenhagen angestellt und erhielt als solcher Gelegenheit, in Grönland Untersuchungen und Sammlungen auszuführen, die die Hauptarbeit seines Lebens bilden sollten. Im ganzen hat er neun Reisen dorthin unternommen, auf denen er geologische, archäologische und topographische Forschungen ausführte und reiche Sammlungen von Gesteinsproben, Mineralien und Versteinerungen heimbrachte. Leider ist ein Teil dieser Sammlungen bei dem großen Brande des Schlosses Christiansborg im Jahre 1884 zerstört worden. STEENSTRUP hat längere Zeit in Grönland unter den Eskimos gelebt und er hat dabei die Sitten und Gebräuche dieses interessanten Volkes und die Natur des Landes, vor allem seinen geologischen Bau, das Inlandeis und die großen Fjordgletscher gründlich studiert. Seine wissenschaftlichen Arbeiten sind hauptsächlich in den „Meddelelser om Grönland“ veröffentlicht worden. Im Jahre 1871 befand sich STEENSTRUP unter

den Teilnehmern der Expedition, die ausgerüstet war, um die großen von NORDENSKIÖLD 1870 entdeckten Eisenblöcke von der Insel Disko nach Kopenhagen zu schaffen. Während NORDENSKIÖLD sie für Meteoreisen angesehen hatte, führte STEENSTRUP den Beweis, daß sie mit dem Basalt aus den Tiefen der Erde herausgeschafft worden seien. (Wissenschaftliche Mitteilungen des naturhistorischen Vereins in Kopenhagen 1875 Nr. 16—19.) Im Jahre 1889 trat er in die dänische geologische Landesuntersuchung ein und war dort bis 1897 als Staatsgeologe tätig. Er gehörte zu den Begründern des im Jahre 1893 gestifteten dänischen geologischen Vereins, in dem er sich eifrig betätigte und zu dessen Ehrenmitglied er im Jahre 1906 ernannt wurde. Während seiner Tätigkeit als Staatsgeologe fand STEENSTRUP Gelegenheit, sich eingehend mit den Dünen Dänemarks zu beschäftigen. Aus dieser Zeit stammt seine wichtige Arbeit „Om Klitternes Vandring (Über das Wandern der Dünen)“, die im Jahre 1894 in den „Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening“ erschien. Hier hat STEENSTRUP die durch Auswehung entstandenen Parabeldünen als einen besonderen Typus aufgestellt. Sein reiches Wissen ermöglichte es ihm, jüngere Geologen in entgegenkommendster Weise mit seinem Rate zu unterstützen, und auf seine Veranlassung hat beispielsweise der verstorbene N. V. USSING seine umfassenden Untersuchungen über die Geologie Grönlands unternommen.

Im Jahre 1889 wurde STEENSTRUP als Mitglied in die Deutsche Geologische Gesellschaft aufgenommen, und er führte den Vorsitz in der ersten Sitzung der allgemeinen Versammlung der Gesellschaft in Greifswald in demselben Jahre. Wegen seiner großen wissenschaftlichen Verdienste wurde ihm 1894 die Würde eines Dr. phil. h. c. verliehen.

Viele deutsche und auswärtige Geologen sind mit STEENSTRUP in nähere wissenschaftliche Beziehung getreten, und mir selbst war es vergönnt, ihn näher kennen zu lernen und wiederholt auf geologischen Versammlungen und Kongressen oder geologischen Reisen längere Zeit mit ihm zusammen sein zu können. Zuletzt sah ich ihn im vorigen Jahre in Dänemark auf der Exkursion nach Faxe und Stevnsklint, die die Mitglieder der Deutschen Geologischen Gesellschaft unter Führung der dänischen Kollegen im Anschluß an die allgemeine Versammlung in Greifswald unternahmen. Man konnte damals nicht ahnen, daß der geistig und körperlich noch so frische Mann kaum ein Jahr darauf, am 6. Mai, aus dem Leben scheiden würde. STEENSTRUP ist allen, die mit ihm in Berührung kamen, stets in freundlichster Weise entgegengekommen. Sein gerader, aufrich-

tiger Charakter, sein scharfer, kritischer Verstand haben es vermocht, daß er allgemein geschätzt wurde und viele Freunde besaß.

EDUARD HOLZAPFEL wurde am 18. Oktober 1853 in Steinheim in Westfalen geboren und widmete sich, nachdem er seine ursprüngliche Laufbahn als Artillerieoffizier aufgegeben hatte, dem Studium der Geologie und Paläontologie. Auf Anregung seiner Lehrer an der Universität Marburg, DUNKER und v. KOENEN, verfaßte er eine Arbeit über „Die Zechsteinformation am Ostrande des Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirges", auf Grund deren er im Jahre 1878 die Doktorwürde erhielt. Diese Arbeit erschien als Inaugural-Dissertation in Görlitz 1879 und brachte neue Beobachtungen über die gesamte Entwicklung der bisher nur an wenigen Punkten durch den Bergbau bei Frankenberg, Thalitter und Stadtberge bekannt gewordenen Zechsteinformation des genannten Gebietes.

Im Jahre 1882 wurde HOLZAPFEL als Nachfolger BRANCAS als Dozent an die Technische Hochschule zu Aachen berufen, erhielt dort 1885 das Prädikat als Professor und im Jahre 1894 die etatsmäßige Professur für Geologie und Paläontologie. Die Hauptarbeiten HOLZAPFELS beziehen sich auf das rheinisch-westfälische Devon und auf die Aachener Kreide und sind in paläontologischer und stratigraphischer Hinsicht für diese Formationen von großer Bedeutung. Im Jahre 1882 veröffentlichte er in den Paläontographicis (3. Folge, IV. Bd., 6. Lief.) die wichtige Arbeit über „Die Goniatiten-Kalke von Adorf in Waldeck", durch die er unsere Kenntnisse über die Fauna des unteren Oberdevons wesentlich bereicherte.

Es folgte sodann die auf Anregung v. DECHENS unternommene Arbeit über „Die Lagerungsverhältnisse des Devons zwischen Roer- und Viehthal (Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl.-Westf., Bd. 40, 1883)", die er auf der beigegebenen geologischen Kartenskizze in diesem Gebiete der nordöstlichen Endigung des Hohen Venn zur Darstellung brachte.

Eingehend beschäftigte er sich mit der Aachener Kreide, über die er zwei Aufsätze in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1884 und 1885 veröffentlichte, während er „Die Mollusken der Aachener Kreide" in den Paläontographicis (Bd. 34, 1887, 29—180, Taf. IV—XX und Bd. 35, 1889, 139—268, Taf. VIII—XXIX) beschrieb.

Im Juli 1887 trat HOLZAPFEL als Mitarbeiter bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt ein und hat als solcher mehrere geologische Blätter im Rheinlande teils allein, teils in Gemeinschaft mit LEPPLA aufgenommen.

Durch diese Arbeiten erhielt er das Material zu der Abhandlung „Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein (Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge, H. 15, 1893, mit geolog. Übersichtskarte)“, worin er die Gliederung des Devons und seine Tektonik, das Tertiär und Diluvium im Rheintal und seiner Umgebung sowie die Entstehung des Rheintales behandelte.

Von gleicher Bedeutung ist seine Arbeit über „Das obere Mitteldevon (Schichten mit Stringocephalus Burtini und Maeneceras terebratum) im Rheinischen Gebirge (Abh. d. Kgl. Geol. Landesanst. Neue Folge, H. 16, 1895), die aus einem paläontologischen und einem geologischen Teile besteht.

Auf Grund der neuen Tiefbohrungen berichtete er in der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 4. Januar 1899 über „Steinsalz und Kohle im Niederrheintal“.

Von weiteren Arbeiten seien erwähnt:

Die cambrischen und ältesten Unterdevonschichten der Gegend von Aachen (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1898, Berlin 1899). Beobachtungen im Unterdevon der Aachener Gegend (ebendas. f. 1889, Berlin 1900). Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen ebendas. f. 1903, Berlin 1907). Von besonderem Interesse ist hier der Nachweis von Verwerfungen im Diluvium.

Ein zusammenfassendes Resultat seiner langjährigen Untersuchungen gab er in der A. VON KOENEN-Festschrift 1907 in dem Aufsatze: Die Faciesverhältnisse des rheinischen Devons.

Im Jahre 1907 wurde HOLZAPFEL als ordentlicher Professor für Geologie und Paläontologie an die Universität Straßburg i. E. berufen und zugleich zum stellvertretenden Direktor der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen ernannt.

HOLZAPFEL war ein sehr ruhiger, besonnener Forscher, der sich frei hielt von allen phantastischen Hypothesen. Alle seine Arbeiten beruhen auf gründlicher Beobachtung. Er war daher unter seinen Fachgenossen sehr geachtet und stand mit vielen in freundschaftlichem Verkehr.

Leider machten sich bei ihm schon im vorigen Jahre die Anzeichen eines schweren Gehirnleidens bemerkbar, dem er allzufrüh für die Wissenschaft am 11. Juni dieses Jahres erlegen ist.

Die Anwesenden erheben sich zur Ehrung der beiden verstorbenen Mitglieder der Gesellschaft von ihren Sitzen.

Als neues Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Das *Steinkohlenwerk Rheinpreußen in Homberg* (Niederrhein), vorgeschlagen durch die Herren BÄRTLING, KRUSCH und FLIEGEL.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Arbeiten der Versammlung vor und lädt die Anwesenden auch mündlich zur Teilnahme an der Allgemeinen Versammlung in Freiburg i. Br. und den anschließenden Exkursionen ein.

Herr VON STAFF spricht über die Geomorphogenie des Gebietes der Lausitzer Überschiebung.

Zur Diskussion sprechen die Herren RASSMUS, HENNIG, KEILHACK und der Vortragende.

Herr HANS SCHNEIDERHÖHN spricht **über die chemische Umbildung tonerdehaltiger Silikate unter dem Einfluſs von Salzlösungen (nach den Versuchen von J. LEMBERG).**

J. LEMBERGs Experimentaluntersuchungen, die in den Jahren 1872—1888 in der Zeitschrift unserer Gesellschaft veröffentlicht wurden, bieten auch heute noch das umfassendste Analysenmaterial dar „über Bildung und Umbildung von Silikaten". LEMBERG selbst hat seine Analysen nie diskutiert, und eine eingehende Darlegung der chemischen Umbildung von Silikaten auf Grund dieser Analysen von anderer Seite fehlte ebenfalls noch, wenn auch viele Einzelergebnisse oft verwandt wurden. Dies mag seinen Grund darin haben, daß die Analysen nur in Gewichtsprozenten und im allgemeinen in der chronologischen Reihenfolge ihrer Anfertigung veröffentlicht sind. Unter diesen Umständen ist eine eingehende Übersicht über mehr als ein halbes Tausend Silikatanalysen nicht gut möglich.

Es erschien mir deshalb notwendig, als Einleitung zu weiteren Experimentaluntersuchungen auf diesem Gebiete zunächst die LEMBERGschen Analysen auf Molekülverhältnisse umzurechnen und zweckmäßig anzuordnen. Diese Umrechnung erstreckte sich auf etwa 600 Analysen von Mineralien und ihren synthetisch dargestellten Umbildungsprodukten.[1]) Um sämtliche

[1]) Diese umgerechneten Analysen und ihre ausführliche Besprechung werde ich demnächst im Neuen Jahrbuch f. Min. usw. mitteilen. Dort wird auch die andere einschlägige Literatur berücksichtigt werden.

Analysen untereinander vergleichbar zu machen, wurden die Molekülquotienten (= Gewichtprozente der Metalloxyde $Si\,O_2$, $Al_2\,O_3$, $Ca\,O$, $K_2\,O$, $Na_2\,O$ usw., dividiert durch das Molekulargewicht) auf eine Einheitsmenge umgerechnet, wofür $Al_2\,O_3$ gewählt wurde. Es wird hierbei also vernachlässigt, daß durch Einwirkung von Salzlösungen vielleicht Tonerde abgespalten wird, ein Vorgang, der zwar bei ähnlichen Experimenten später von St. J. Thugutt beobachtet wurde, den aber Lemberg für seine eigenen Versuche stets in Abrede gestellt hat. Überdies könnte eine Abspaltung von Tonerde bei dieser Umrechnung doch nicht in Betracht gezogen werden, weil Lemberg stets nur die Bodenkörper und nie die Lösungen analysiert hat, so daß wir uns hier also auch auf die Angabe der Art der erhaltenen Bodenkörper beschränken müssen.

Lemberg führte seine Versuche so aus, daß er auf Mineralien oder synthetisch dargestellte Stoffe Salzlösungen entweder bei 100° auf dem Dampfbad oder bei 200° im zugeschmolzenen Rohr oder im Digestor einwirken ließ. Die Zeitdauer schwankte von mehreren Tagen bis zu 1½ Jahren. Es spielten sich hierbei folgende Vorgänge ab:

1. Die Basen des umzuwandelnden Körpers wurden mehr oder weniger vollständig gegen die der Lösung ausgetauscht.
2. Der Wasser- und Siliciumdioxydgehalt des umzuwandelnden Körpers wurde geändert.

Es seien nunmehr die einzelnen Mineralien aufgeführt und die Art ihrer Umbildung unter den verschiedenen Bedingungen, denen sie Lemberg aussetzte, besprochen.

I. Krystallisierte wasserfreie Alumosilikate.

Die Basen stehen zu Tonerde im Verhältnis 1 : 1. Der $Si\,O_2$-Gehalt ist je nach dem Mineral verschieden. Es wurden von dieser Gruppe untersucht:

Alkalifeldspäte $(K, Na)_2\,O \,.\, Al_2\,O_3 \,.\, 6\,Si\,O_2$
Kalkfeldspat $Ca\,O \,.\, Al_2\,O_3 \,.\, 2\,Si\,O_2$

sowie die Mischkrystalle beider.

Nephelin $Na_2\,O \,.\, Al_2\,O_3 \,.\, 2\,Si\,O_2$
Leuzit $K_2\,O \,.\, Al_2\,O_3 \,.\, 4\,Si\,O_2$
Spodumen $Li_2\,O \,.\, Al_2\,O_3 \,.\, 4\,Si\,O_2$
Jadeit $Na_2\,O \,.\, Al_2\,O_3 \,.\, 4\,Si\,O_2$.

Es entstanden aus all diesen Mineralien bei Behandlung mit Salzlösungen bei 100° oder 200° wasserhaltige Alumo-

silikate vom Typus $R''O . Al_2O_3 . n SiO_2 . m H_2O$. Hierin bedeutet $R''O$ die Base der einwirkenden Lösung. Sie wurde bei genügend langer Zeitdauer der Einwirkung stets vollständig gegen die vorher im Mineral vorhandenen Basen eingetauscht. Der Gehalt an SiO_2 war geringer geworden gegenüber dem ursprünglichen Mineral bei Einwirkung von Laugen, Karbonaten und in schwächerem Maße von Chloriden und Sulfaten, dagegen höher bei Anwendung von Alkalisilikatlösungen. Der geringste nicht weiter beeinflußte Gehalt an SiO_2 in Berührung mit Laugen usw. betrug 2 Moleküle, der höchste in Berührung mit Alkalisilikatlösungen 5 Moleküle. Der Wassergehalt war abhängig von der Base: Kaliverbindungen hatten 0,25 bis 0,5 Mol. H_2O auf 1 Al_2O_3, die Verbindungen anderer Basen bedeutend mehr, 1 bis 2 Mol. H_2O.

II. Krystallisierte wasserhaltige Alumosilikate: Zeolithe.

Die Basen der Ausgangsstoffe stehen zur Tonerde wieder im Verhältnis 1 : 1. Der SiO_2-Gehalt ist bei den einzelnen Mineralien verschieden, ebenso der Gehalt an Wasser. Durch Einwirkung von Salzlösungen entstanden Körper, deren allgemeine Zusammensetzung wieder $R''O . Al_2O_3 . n SiO_2 . m H_2O$ war. Nur ist hier der absolute Wassergehalt ein höherer, 3 bis 5 Mol., und der Einfluß des gelösten Salzes auf ihn ist nicht so deutlich wahrzunehmen.

III. Zu Glas erstarrte Schmelzen von Alumosilikaten.

Es wurden eine größere Anzahl von den unter I und II genannten Mineralien geschmolzen. Die Schmelzen wurden rasch abgekühlt, so daß sie glasig erstarrten. Auf diese Gläser ließ dann LEMBERG dieselben Salzlösungen und unter den nämlichen Umständen einwirken wie vorher auf die krystallisierten Mineralien. Das Resultat war: Es entstehen wieder Körper von demselben Typus wie unter I und II, deren Wassergehalt aber höher ist als bei den unter I und II erhaltenen Produkten; er beträgt im Durchschnitt 4—5 Mol. Besonders bemerkenswert war, daß der vollständige Basenaustausch schon nach erheblich kürzerer Zeit als bei den entsprechenden krystallisierten Körpern eintrat.

IV. Krystallisierte Alumosilikate, die neben dem Silikat noch das Salz einer anderen Säure enthalten.

Es wurden aus dieser Gruppe die Glieder der Sodalithgruppe, Cancrinit und Skapolith untersucht.

Sodalith 3 [$Na_2O . Al_2O_3 . 2 SiO_2$] 2 Na Cl
Hauyn $Na_2O . Al_2O_3 . 2 SiO_2 . Na_2SO_4$
Cancrinit 4 [$Na_2O . Al_2O_3 . 2 SiO_2$] 2 $CaCO_3 . 3 H_2O$
Skapolith 4 [1,67 (Na_2 Ca) O . $Al_2O_3 . 4 SiO_2$] . Na Cl

Bei der Einwirkung von Salzlösungen spalten sich nach kurzer Zeit die andern Salze vom Silikatmolekül ab, dieses tauscht seine Basen gegen die der Lösung aus und als Endprodukt geht wieder ein Körper vom Typus $R''O . Al_2O_3 . n SiO_2 . m H_2O$ hervor, mit 2 SiO_2, wenn Laugen, Karbonate, Chloride oder Sulfate einwirkten, bis 5 SiO_2 durch Einwirkung von Alkalisilikatlösungen. Die Kaliverbindungen sind sehr wasserarm, die der andern Verbindungen enthalten 2—4 Mol. H_2O. Es verdient besonders hervorgehoben zu werden, daß dieselben Produkte auch aus Skapolith entstehen, der doch ein anderes Verhältnis von Basen zu Tonerde hat, nämlich 1,67 : 1.

V. Krystallisiertes wasserhaltiges Tonerdesilikat, Tonerdekieselsäuregel, Tonerdegel.

Diese Körper enthalten keine Basen, sondern neben H_2O nur Tonerde und Siliciumdioxyd bzw. Tonerde allein. Es sind:

Kaolin $Al_2O_3 . 2 SiO_2 . 2 H_2O$
Allophan $Al_2O_3 . SiO_2$. aq
Tonerdegel Al_2O_3 . aq

Der verwandte Kaolin war krystallisiert, die beiden andern Körper sind amorph. Salzlösungen addieren zu Kaolin und Allophan so viel Basen, daß wieder Produkte von dem Typus $R''O . Al_2O_3 . n SiO_2 . m H_2O$ entstehen. Dieselben Produkte bilden sich aus Tonerdegel und Alkalisilikatlösungen.

VI. Synthetisch dargestellte wasserhaltige Alumosilikate vom Typus $R''O . Al_2O_3 n SiO_2 . m H_2O$

Dazu gehören einmal solche Körper, die aus Siliciumdioxyd und Alkalialuminat oder aus Alkalisilikat und Tonerde dargestellt wurden. Dann zählen in diese Gruppe auch alle Umbildungsprodukte, die aus den Stoffen unter I bis V erhalten worden waren. Eine große Anzahl dieser Körper behandelte LEMBERG noch weiter mit anderen Salzlösungen und erhielt so tertiäre Substitutionsprodukte. Sie haben wieder dieselbe Zusammensetzung $R''O . Al_2O_3 . n SiO_2 . m H_2O$. Sehr deutlich ist der Einfluß der verschie-

denen Basen auf die Höhe des Wassergehaltes. Die Kaliverbindungen haben durchschnittlich 0.5 Mol. H_2O, alle anderen 2—4 Mol. H_2O.

Die Zeit, die zum vollständigen Basenaustausch gebraucht wird, ist sehr viel kürzer wie bei allen anderen Stoffen.

Verhalten der Umbildungsprodukte $R''O . Al_2O_3 . n SiO_2 . m H_2O$ gegen Wasser und Säuren. — Durch Behandlung mit Wasser werden allmählich die Basen abgespalten, als Rest bleibt Tonerdekieselsäuregel zurück. Auch Kohlendioxyd in wäßriger Lösung hat diese Wirkung. Alle Substitutionsprodukte sind schon in verdünnten Säuren leicht löslich. Ein großer Teil der Kieselsäure scheidet sich dabei als Gallerte aus.

Ersatz eines Teiles des Wassers in den Umbildungsprodukten durch Salze. — Wenn stärker konzentrierte Lösungen verwandt werden, so wird manchmal ein Teil Wasser durch die Salze dieser Lösungen ersetzt. Diese bilden dann mit dem Rest Wasser oft ein ganzzahliges Vielfaches der Tonerde. Analytisch haben dann diese Produkte Ähnlichkeit mit Sodalith, Hauyn oder Cancrinit.

Über den physikalischen Charakter der Umbildungsprodukte läßt sich nichts Sicheres aussagen. LEMBERG hat seine Stoffe mikroskopisch nicht untersucht. Ich habe deshalb auch entgegen der Bezeichnungsweise LEMBERGs es vermieden, von den Umbildungsprodukten, als „Natronchabasit“, „Kalinephelin“ usw., zu sprechen.

Zusammenfassung.

Aus etwa 600 Analysen von J. LEMBERG, die auf Molekülverhältnisse umgerechnet wurden, ergibt sich: Werden die unter I bis VI aufgezählten Silikate mit Salzlösungen behandelt, so entstehen Alumosilikate vom Typus

$$R''O . Al_2O_3 . n SiO_2 . m H_2O .$$

Bei genügend langer Einwirkung ist R = der Base der Lösung, d. h., die Basen des Ausgangsmaterials sind dann vollständig gegen die der Lösung eingetauscht. War die Zeitdauer der Einwirkung nicht lang genug und ist der Austausch noch kein vollständiger, so ist doch in jedem Moment der Reaktion das molekulare Verhältnis der Summe der Basen zur Tonerde konstant, nämlich 1 : 1. Der Gehalt der Umbildungsprodukte an SiO_2 beträgt bei genügend langer Einwirkung von Laugen, Carbonaten,

Chloriden und Sulfaten 2 Mol. SiO_2, während die stabilste Verbindung in Berührung mit Alkalisilikaten die mit 5 Mol. SiO_2 ist. Der Wassergehalt ist in vielen Fällen eine Funktion der Base der einwirkenden Lösung, derart, daß Kalisalze wasserarme und die anderen Salze wasserreiche Produkte bewirken. Bei stärkerer Konzentration der einwirkenden Lösung wird ein Teil des Wassers durch das betreffende einwirkende Salz ersetzt. Über den physikalischen Zustand der Umbildungsprodukte läßt sich mangels sicherer Beobachtungen nichts aussagen.

Der Vorsitzende begrüßt Herrn SOLGER, der aus China zurückgekehrt ist, und erteilt ihm das Wort zu einem Vortrage über Äquivalente eiszeitlicher Bildungen in China.

Zur Diskussion sprechen die Herren WERTH, THIESSEN und der Vortragende.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. HENNIG. BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

23. Zum Gedächtnis F. J. P. VAN CALKERS.

Von Herrn F. WAHNSCHAFFE.

FRIEDRICH JULIUS PETER VAN CALKER wurde in Bonn als Sohn des dortigen Professors der Philosophie J. F. A. VAN CALKER am 29. August 1841 geboren. Er besuchte das Gymnasium seiner Vaterstadt von 1851 bis 1859 und studierte nach bestandenem Abiturientenexamen an der dortigen Universität von 1859 bis 1863. Nachdem er in letztgenanntem Jahre mit einer Dissertation „De phaenomenis opticis, quae praebent crystalli spathi calcarii geminorum crystallorum ratione compositi vel polysynthetici" magna cum laude promoviert worden war, setzte er seine Studien in Berlin fort und wurde Assistent bei Professor DOVE. Von 1864 bis 1866 war VAN CALKER Assistent und Lektor an der Universität Leiden und wirkte von 1866 bis 1874 als Lehrer an der Höheren Bürgerschule zu Tilburg und von 1874 bis 1877 als zweiter Direktor und Lehrer an der Höheren Bürgerschule in Arnheim.

Als solcher erhielt er im Jahre 1877 einen Ruf als ordentlicher Professor für Kristallographie, Mineralogie, Geologie, Paläontologie und physische Geographie nach der Universität Groningen. Er eröffnete seine dortige Tätigkeit mit einer Antrittsrede über „Het verband der mineralogische en geologische wetenschappen, en haargang van ontwikkeling tot den tegenwoordigen tijd". Von 1886 bis 1887 bekleidete er das Amt des Rector magnificus. Die Regierung hat seine Verdienste als Universitätslehrer und Forscher durch Ernennung zum Ritter des niederländischen Löwenordens im Jahr 1906 anerkannt.

VAN CALKER stand in engem wissenschaftlichen Verkehr mit mehreren deutschen Geologen und wurde am 2. November 1887 auf Vorschlag von BEYRICH, HAUCHECORNE und TENNE als Mitglied in die deutsche geologische Gesellschaft aufgenommen. In ihrer Zeitschrift veröffentlichte er die nach-

benannten Arbeiten, durch die unsere Kenntnis des niederländischen Diluviums wesentlich gefördert worden ist:

Beiträge zur Kenntnis des Groninger Diluviums. (Bd. **36**, 1884.)
Diluviales aus der Gegend von Neu-Amsterdam. (Bd. **37**, 1885.)
Ananchytes sulcatus in Diluvialgeschieben von Neu-Amsterdam. (Bd. **38**, 1886.)
Über glaziale Erscheinungen im Groninger Hondsrug. (Bd. **40**, 1888.)
Die zerquetschten Geschiebe und die nähere Bestimmung der Groninger Moränen-Ablagerung. (Bd. **41**, 1889.)
Beiträge zur Heimatsbestimmung der Groninger Geschiebe. (Bd. **41**, 1889.)
Über ein Vorkommen von Kantengeschieben und von Hyolithus- und Scolithus-Sandstein in Holland. (Bd. **42**, 1890.)
Cambrische und silurische Geschiebe bei Groningen. (Bd. **43**, 1891.)
Über eine Sammlung von Geschieben von Kloosterholt (Prov. Groningen). (Bd. **50**, 1898.)

Von anderen Arbeiten, die sich auf dem Gebiete der Krystallographie und Geologie bewegen und in verschiedenen Zeitschriften des In- und Auslandes veröffentlicht worden sind, seien hier genannt:

Eine eigentümliche Kernerscheinung beim Flußspat. (Zeitschr. f. Krystallographie, VII, 447—449.)
Beitrag zur Kenntnis der Korrosionsflächen des Flußspats. (Ebendas. VII, 449—556.)
De Reuzenketels en hunne rol als glaziaalverschijnsels. (Album der Natuur. Groningen 1882.)
Universalprojektionsapparat zur objektiven Darstellung der mikroskopischen Bilder von Gesteinsdünnschliffen. (Zeitschr. f. Krystallographie XII, 1, 1886).
De rol der drukking in de Geologie. (Rektoratsrede. Groningen 1887.)
Voordracht over de studie der Erratica. (Derde Natuur- en Scheikundig Congress te Utrecht 1891.)
Association internationale pour la recherche des erratiques de l'Europe septentrionale. (Compte-rendu du Congrès géologique international en Suisse. VI. Session, Zürich 1894.)
Mededeeling over eene boring in den Groninger honsrug en over Groninger Erratica. (Handlingen van het IV. Nederlandsch Natuur- en Geneeskundig Congress 1893.)
Über das Vorkommen von Erdpyramiden im Schwarzwald. (Neues Jahrb. f. Min. 1896, I.)
Beitrag zur Kenntnis des Pseudogaylussit und über dessen Vorkommen in Holland. (Zeitschr. f. Krystallographie **28**, 1897.)
De Ontwikkeling onzer Kennis van den Groninger Hondsrug gedurende de laatste Eeuw. (Groningen 1901.)
Beitrag zur Kenntnis der Verbreitung der erratischen Vorkommnisse von Schonenschen Basalttypen in Niederland. (Geologisches Central-Blatt 1904.
Mikroskopische Bilder Schonenscher Basalte. (Ebendas. 1906.)
Basaltgeschiebe aus den Provinzen Groningen, Friesland und Drenthe. (Ebendas. 1906.)
Das mineralogisch-geologische Institut der Universität Groningen. (Ebendas. 1906.

Facettengeschiebe und Kantengeschiebe im niederländischen Diluvium und deren Beziehungen zueinander. (Ebendas. 1906.)

Beiträge zur Geologie der Provinz Groningen. Grundbohrungen. (Mitteilungen aus dem Mineralogisch-geologischen Institut der Reichsuniversität zu Groningen aus den Gebieten der Krystallographie, Mineralogie, Geologie und Paläontologie I. 2. 1908.)

Die Begründung der letztgenannten Zeitschrift ist seiner Initiative und Ausdauer zu verdanken. VAN CALKER besaß ein sehr liebenswürdiges, freundliches Wesen, das den Verkehr mit ihm sehr angenehm machte. Ihn, der sich die Frische der Jugend bis zum Alter bewahrt hatte, ergriff ein Jahr vor seinem Tode ein tückisches Leiden, dem er am 16. Juli d. J., tief betrauert von seiner Gattin und Tochter, erlegen ist.

24. Der thüringische Plattendolomit und sein Vertreter im Staßfurter Zechsteinprofil, sowie eine Bemerkung zur Frage der „Jahresringe".[1])

Von Herrn E. ZIMMERMANN in Berlin

z. Z. Bolkenhain, den 15. Juni 1913.

Wenn man an irgendeiner Stelle am Südrande des Thüringer Waldes, vom Werratale bei Eisenach und Salzungen südwärts über Liebenstein und Sonneberg bis Mellrichstadt, oder am Nordrande desselben Gebirges zwischen Eisenach, Ilmenau und Saalfeld, bei Stadtilm und Arnstadt, oder am Nordrande des Ostthüringischen Schiefergebirges zwischen Saalfeld und Gera, oder endlich bei Altenburg und bei Mügeln in Sachsen, aus dem Buntsandstein hinabsteigend in die Zechsteinformation eindringt, sei es in einem Profil über Tage, sei es in einer Bohrung, so trifft man stets schon sehr bald ein rund 10 bis 20 und mehr Meter mächtiges geschlossenes Schichtenpaket eines carbonatischen Gesteins von größerem oder geringerem Magnesiagehalt an. Wegen der häufigen, aber allerdings nicht durchgängig ausgeprägten plattigen Schichtenabsonderung hat man dieses Gesteinspaket mit dem stratigraphischen Namen Plattendolomit zu bezeichnen sich gewöhnt.

[1]) Vortrag gehalten in der Sitzung vom 7. Mai 1913.

während es früher gern als Stinkkalk (= bituminöser Kalk) bezeichnet wurde. Außer der plattigen kommt auch eine brecciöse Struktur mit undeutlicher Schichtung (Zellenkalk), ja selbst eine Auflösung zu lockerem feinen Dolomitsand vor. Bezeichnend ist aber in dem genannten Gebiete stets die Geschlossenheit dieser Carbonatgesteinsfolge, d. h. ihre Freiheit von andersartigen Einlagerungen in irgendeiner auffälligen Stärke und ihr ununterbrochenes Aushalten im Streichen. — Diese Geschlossenheit bedingt in der Regel auch ein bezeichnendes landschaftliches Auftreten, nämlich als eine ausgeprägte Stufe, die sich oft genug selbst mit der (in Thüringen so besonders schönen) Stufe des Trochitenkalks im Oberen Muschelkalk messen kann. An Versteinerungen führt der Plattendolomit nur wenige, dafür oft individuenreiche Arten, deren Erhaltungszustand freilich meist so mangelhaft ist, daß man auf ihre Bestimmung und ihre da und dort angegebenen Namen nicht einen allzugroßen Wert legen sollte. Am häufigsten ist ein (oft aufgeklappt doppelschalig vorkommender) *Schizodus* sowie eine zuerst als *Aucella Hausmanni* angegebene Muschel, die aber nicht die weitgespreizten Wirbel der später als *Liebea Hausmanni* WAAGEN bezeichneten Form des Mittleren Zechsteins besitzt und davon also wohl auch generisch verschieden ist. Auch *Gervillia* kommt vor, sowie eine als *Turbonilla altenburgensis* bezeichnete Schnecke. Andere weniger häufige und weniger wichtige Formen übergehe ich hier. Außerdem sind breite und fädige *Chondrites*-Bänder häufig. Trotz meiner gewiß in jeder Beziehung ausgedehnten Erfahrung im Plattendolomit des ganzen genannten für ihn typischen Gebietes habe ich nur ein einziges Mal eine wesentliche faunistische Abweichung gefunden, nämlich in dem Plattendolomit einer 1911 in Kösen niedergebrachten Sool-Bohrung, der in einzelnen etwas mergeligen Schichten von Bryozoen (cf. *Stenopora polymorpha*) geradezu strotzte. Brachiopoden habe ich nie gefunden.

Über diesem Dolomit hatte man bisher niemals ein Salzlager angetroffen, wohl aber unter ihm, indes noch getrennt durch den je nach seiner Gips- und Anhydritführung 15 bis über 40 m mächtigen „Unteren Letten" (so genannt im Gegensatz zu dem über dem Plattendolomit liegenden „Oberen Letten"). Dieses in vielen Bohrlöchern und Schächten, besonders im Werragebiet (z. B. bei Salzungen, Heringen und Berka) erschlossene, oft über 200 m mächtige Steinsalzlager enthält hier etwa an der Ober- und Untergrenze seines mittleren Drittels je ein dünnes, aber wertvolles Kalisalzlager,

ist aber frei von einer in bezug auf Selbständigkeit auch nur irgendwie in Betracht kommenden Anhydriteinlagerung. Über Tage fehlt natürlich dieses Salzlager infolge Auslaugung, aus gleichem Grunde auch in manchen Tiefbohrungen; in anderen aber scheint es auch ursprünglich zu fehlen, und dann manchmal durch ein (kalifreies, aber ansehnliches) Steinsalzlager in einem anderen, tieferen, Horizont ersetzt zu sein; ein Verhalten, das hier nur nebenbei erwähnt sei, da es zum Gegenstande der vorliegenden Erörterung in keiner unmittelbaren Beziehung steht.

Den Plattendolomit und den ihn einschließenden Oberen und Unteren Letten sieht man als die typischen Vertreter des Oberen Zechsteins an; man ist gewöhnt, auch das genannte kaliführende Haupt-Steinsalzlager des Werragebietes noch dazu zu rechnen. —

In scharfem Gegensatz hierzu steht die Ausbildung des oberen Teils des Zechsteins in Norddeutschland, wo man sie zwar über Tage kaum je in einem einwandfreien durchgehenden Profil aufgeschlossen findet, aber aus vielen Dutzenden von Tiefbohrungen und Schächten, z. B. im Staßfurt-Halberstadt-Magdeburger Becken, bei Rüdersdorf und Sperenberg, ausgezeichnet kennt. Wenn man hier in gleicher Weise vom Buntsandstein aus in den Zechstein eindringt, so muß man ein —, in vielen Fällen zwei mächtige Steinsalzlager, das Ältere, oder außer diesem vorher auch noch das Jüngere, sowie verschiedene mächtige Anhydritlager durchteufen, ehe man auf eine ansehnliche Carbonatgesteinsbank trifft; es ist dies zwar auch ein stark bituminöses, aber stets äußerst dünn (oft papierdünn) geschichtetes Gestein, der Stinkschiefer. (Auch hier nur nebenbei sei erwähnt, daß in dem darunter wiederum folgenden mächtigen Anhydrit zuweilen noch einmal ein [dann stets dünnes, nur 5—10 m starkes] Steinsalzlager folgt.)

Das einzige schichtenmäßige Carbonatgestein[1]), das man vorher antreffen kann, ist der obere Teil des „Grauen Salztones," jener wichtigen, obgleich insgesamt nur 4 bis 8 m starken Schicht an der Obergrenze des Älteren Salzlagers, der man insbesondere die Erhaltung des gerade an dieser Obergrenze — (und zwar nur an dieser einen Stelle) — ausgebildeten Kalilagers zumißt. Aber dieses

[1]) Abgesehen also von nuß- bis kopfgroßen Konkretionen, die im Roten Salzton und in dem das Jüngere Salz überlagernden massigen roten Tongestein hier und da vereinzelt zu beobachten sind.

ebengenannte Carbonatlager in dem ja an sich schon so schwachen Salzton ist so gering mächtig und meist so wenig auffällig, daß es in keinem der so vielen Bohrprofile ausdrücklich hervorgehoben wird, und daß auch EVERDING (1907) in seiner wertvollen allgemeinen Bearbeitung der Salzlagerstätten[1]) es nur nebenbei, in einer Zeile, erwähnt. H. PRECHT war es, der zuerst (1882)[2]) die Aufmerksamkeit darauf gelenkt und dabei die merkwürdige Tatsache (wenigstens an zwei Fundorten) festgestellt hatte, daß es kein gewöhnliches Kalk- oder Dolomitcarbonat, sondern daß es Magnesit sei. (Ob diese Feststellung verallgemeinert werden darf, ist noch weiterer Untersuchung bedürftig.)

Bemerkt sei aber, daß gerade diese Zone es war, die mir die erste Versteinerung aus dem „Salzton" lieferte, und daß ich auch späterhin die meisten Salztonversteinerungen gerade in den carbonatischen (mergeligfesten) Gesteinspartien dieses Schichtengliedes gefunden habe[3]). Diese Versteinerungen stimmten — merkwürdig genug — mit denen des Plattendolomites überein, waren nämlich vorwiegend *Schizodus*, *Gervillia* und vielleicht *Aucella* sowie (sehr häufig) *Chondrites*. Aber eine äußerliche Gesteinsähnlichkeit war nicht oder kaum vorhanden. —

Der beschriebene Gegensatz in der gesamten Entwicklung des oberen (— ich schreibe hier ausdrücklich nicht: Oberen —) Zechsteins in beiden Gebieten ist so groß, daß ich (a. a. O. 1904) dafür die Namen Werratypus und Staßfurter Typus geprägt habe, Namen, die dann EVERDING 1907 in die Literatur einführte, allerdings in der beschränkteren Anwendung nur auf die Ausbildung der Haupt-Salzlager.

Der Plattendolomit konnte also auf Grund der bis dahin gemachten Erfahrungen als ein Leithorizont dafür gelten, daß, wenn man in einiger Entfernung unter ihm das Salzlager antraf, man es im Werratypus EVERDINGs entwickelt, das Kalilager also nicht sogleich an seiner Oberkante finden würde.

[1]) H. EVERDING: Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. (Festschrift: Deutschlands Kalibergbau.) Berlin 1907.

[2]) H. PRECHT: Vorkommen und Verarbeitung von Salzton aus dem Staßfurter Salzlager (Chemiker-Ztg. 6, 1882, 197—198).

[3]) E. ZIMMERMANN: Einiges über das norddeutsche Kalisalzlager und marine Versteinerungen darin. (Diese Zeitschr. 56, 1904, Mon.-Ber. S. 47—[illegible].) Die damals von mir aus diesem Horizont von Sperenberg angegebene, doppelklappig als voller Schwefelkieskern erhaltene kleine Terebratel ist auch bis heute die einzige Brachiopode geblieben, die mir aus diesem Horizont bekannt geworden ist.

In entsprechender Weise konnte man das Antreffen des Stein- und Kalisalzes im Staßfurter Typus an einem anderen Gestein vorausbestimmen, das also ebenfalls einen weithin durchgehenden Leithorizont darstellt; und zwar bildete, — falls es nicht schon das Jüngere Steinsalz mit seinen charakteristischen Einlagen von Rotem Salzton und Pegmatitanhydrit[1]) tat, das ja oft ausgelaugt sein konnte, — diesen Leithorizont für den Staßfurter Salzlagertypus eine (30 bis 50 und selbst bis 80 m) mächtige, ebenfalls völlig geschlossene, also durch kein anderes Gestein unterbrochene Zone von Anhydrit, für die ich wegen dieser Bedeutung den seitdem allgemein angenommenen Namen Hauptanhydrit vorgeschlagen habe (a. a. O. 1904, S. 48). Zwischen diesem und dem Kalisalzhorizont von Staßfurt lag dann nur noch — als dünne Schicht — der schon genannte Graue Salzton (und höchstens noch ein paar wenige Meter kaliarmes Steinsalz). Es möge noch besonders betont sein, daß ein auch nur annähernd gleichmächtiges Anhydritlager dem Zechstein des Werratypus oberhalb des Salzlagers durchaus fehlt. —

Bei der Einheitlichkeit des deutschen Zechsteinsalzbeckens mußte man nun erwarten, daß zwischen beiden Typen trotz ihres Gegensatzes enge stratigraphische Beziehungen und petrographische Übergänge beständen. Und doch waren diese lange Zeit unbekannt oder verkannt[2]). Selbst das räumlich zwischen Staßfurt und Werra vermittelnde Südharz- und Kyffhäusergebiet bot in den durch die Salzbohrungen aufgeschlossenen Profilen, wenigstens in der gewöhnlichen Abfassung ihrer Schichtverzeichnisse, scheinbar keine Annäherung, sondern es schloß sich durch das Vorhandensein und die Reihenfolge von „Jüngerem Salz, mächtigem Hauptanhydrit, Salzton" und durch das Fehlen des Plattendolomits sowie auch dadurch, daß nur ein einziger Kalihorizont vorkommt und dieser fast unmittelbar unter dem Salzton liegt, durchaus an Staßfurt an, so daß ich einen „Südharztypus" nur für die Ausbildung der Kalilagerstätte selbst als berechtigt anerkennen

[1]) E. ZIMMERMANN: Über den „Pegmatitanhydrit" und den . . . „Roten Salzton". (Diese Zeitschr. 59, 1907, Mon.-Ber. S. *136–143*). — Diese beiden Schichten in ihrer charakteristischen Verbindung waren bisher aus dem Gebiet des Werratypus noch unbekannt, wenn auch ein (oder mehrere) dünne Bänkchen von typischem Pegmatitanhydritgestein im dortigen Steinsalz gelegentlich beobachtet sind.

[2]) Der Anhydrit und Salzton z. B., die in den Werrabohrungen in dieser Reihenfolge angetroffen wurden, entsprechen durchaus nicht dem Hauptanhydrit und Salzton des Staßfurter Gebietes, wie es doch die Bohrunternehmer oft genug den Aktionären glauben machen wollten.

konnte. Hier hat man nun aber auch Aufschlüsse der betreffenden Schichten über Tage, und zwar findet man sie hier vorzugsweise durch Letten und „Jüngeren Gips“ (diesen in mehreren Horizonten) vertreten, und als Einlagerung in den Letten wird gelegentlich — indes nicht durchgängig verfolgbar — Dolomit auf den geologischen Karten angegeben und Plattendolomit benannt. Da aber in den Schichtverzeichnissen der Bohrungen kein Dolomit aufgeführt wird und ich diesen Plattendolomit nicht aus eigener Anschauung kannte, so habe ich ihn lange Zeit nicht weiter gewürdigt, und erst GRUPE hat neuerdings die Aufmerksamkeit auf ihn gelenkt bei seinem Versuch, die Plattendolomitfrage zu lösen. Ich komme darauf noch zurück.

Ich habe aber nun schon seit langer Zeit die Frage der Parallelisierung beider Typen verfolgt, und da schien mir einen ersten wichtigen stratigraphischen Anhalt eine an sich ganz unscheinbare Schicht von Sandsteinschiefer zu bieten. Dieses Gestein, das in meiner Heimat (Gera) von K. Th. LIEBE zuerst aufgefunden[1]) und mir daher von Jugend auf bekannt war, fand ich nämlich nicht bloß an vielen Stellen am Rande des Thüringer Waldes über Tage in seiner charakteristischen Ausbildung wieder, sondern ich erkannte es auch in den Bohrkernen zahlreicher Salzbohrungen im Südharzgebiete. Ich nehme sogar als leicht möglich an, daß es in den Bohrungen des eigentlichen Staßfurter Gebietes, deren mir nur wenige aus eigenen Untersuchungen bekannt sind, wie auch in Rüdersdorfer und Sperenberger Bohrungen, deren ich ebenfalls nur einige genau kenne, nur der Beobachtung anderer und selbst meiner eigenen entgangen ist, da ich damals seinen Wert noch nicht genügend beachtete und darum nicht immer besonders nach ihm forschte. Dieser Sandstein ist aber in der Tat leicht zu übersehen, da er nur in einer etwa 1 bis 3 m mächtigen Lettenzone als eine oder mehrere dünne Lagen vorkommt, die insgesamt meist wieder nur einige Dezimeter stark sind, und da er weder durch Härte noch durch lebhafte Farbe oder durch Geschlossenheit auffällt; er ist vielmehr nur ein dünnblättriger, überaus feinkörniger, glimmerreicher Sandsteinschiefer von stumpf grauer, grau- oder gelblichweißer Farbe, die nur wenig von der der umgebenden Letten abweicht. Was ihm aber doch eine besondere Bedeutung verleiht, ist erstens der Umstand, daß er überhaupt ein deutlich klastisches Gestein bildet mitten in der

[1]) K. Th. LIEBE: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen usw., Bl. Langenberg. S. 9. Berlin 1878.

doch im übrigen pelitischen oder chemisch-salinischen Schichtenfolge, und zweitens, daß er überall eine feine, fast in jedem Zentimeter wechselnde Schrägschichtung mit reichlicher Zwischenschaltung toniger dunklerer Lagen besitzt. Diese Struktur ist so eigenartig und bezeichnend, wie es nur irgendeine sein kann, und ich kann mir nicht leicht vorstellen, daß ein so besonderes Gestein sich an verschiedenen Orten in verschiedenen Horizonten unserer Salzformation gebildet haben sollte; vielmehr hatte ich schon lange die Vermutung und habe, je mehr ich mich damit beschäftige, um so fester die Überzeugung, daß es einen einzigen durchgehenden Horizont darstellt.

Diese Vermutung hat denn auch H. EVERDING, mit dem ich mich bei Abfassung seiner Schrift oft unterhielt, übernommen und in seinem Profil III (Anlage V) dadurch zum Ausdruck gebracht, daß er den diesen Sandsteinschiefer einschließenden Unteren Letten des Werratypus in den denselben Sandsteinschiefer führenden Grauen Salzton des Südharz-Staßfurter Typus übergehen ließ. Gleichzeitig zog er, bei der vorhandenen Konkordanz, aber auch die notwendige Folgerung hieraus, nämlich daß er dann auch das unmittelbare Hangende beiderseits, den Plattendolomit und den Hauptanhydrit, einander gleichsetzte und in der Zeichnung ebenfalls glatt ineinander überführte.

Er gibt aber selbst zu (a. a. O., S. 109), daß ihm weitere Beweise noch fehlten und „ein unmittelbarer praktischer Beweis für die Identifizierung zurzeit noch nicht zu erbringen sei."

Die dann zu erwartenden petrographischen Übergänge waren eben damals noch nicht bekannt und die Bedeutung der, wie sich jetzt zeigt, sehr zahlreich auch in den damals schon niedergebrachten Bohrungen vorhandenen ersten Anfänge solchen Übergangs (dolomitische Verunreinigung des Hauptanhydrits) war noch nicht erfaßt worden. In den allerletzten Jahren sind nun aber auch vollbeweisende Aufschlüsse durch die vom Südharzgebiet gegen den Thüringer Wald hin immer weiter vorgeschobenen Bohrungen geschaffen worden.

In der sicheren Zuversicht, daß gerade diese Bohrungen in Mittelthüringen die erhofften Übergänge und Beweise bringen müßten, habe ich gerade sie eifrig verfolgt, mußte dabei freilich jahrelang geduldig warten und mit ansehen, daß inzwischen Arbeiten von GRUPE und REIDEMEISTER erschienen, die zu einem ganz anderen Ergebnis kamen. Nachdem jetzt aber diese Bohrungen in Mittel-

thüringen so gut wie abgeschlossen sind, erscheint es wohl angebracht, hierüber Mitteilungen zu machen. Indes hätte ich auch damit immer noch gewartet, einerseits, bis ich gewisse nähere chemische und mikroskopische Untersuchungen hätte ausführen können, anderseits, bis ich von den beteiligten Unternehmungen, denen ich für ihr förderndes Entgegenkommen sehr zu Danke verbunden bin, die unbeschränkte Genehmigung zu Veröffentlichungen erhalten hätte, während ich jetzt noch auf Nennung von Namen und Angabe von Tiefen verzichten muß. Schließlich gab mir aber ein äußerer, hier nicht zu besprechender Zufall Anlaß zu meinem Vortrag, und so auch zu dem vorliegenden Bericht darüber.

Diese auf verschiedenen Linien von N nach S vorschreitenden Bohrungen in Mittelthüringen schienen, nach den eingangs mitgeteilten Gesichtspunkten beurteilt, den Zechstein noch immer in dem Staßfurter Typus (diesen Begriff also in meinem weiteren Sinne genommen) darbieten zu wollen. Denn sie trafen gleich am Anfange desselben ein Steinsalz von ansehnlicher Mächtigkeit an, das petrographisch sogleich als Jüngeres erkennbar war und als solches sich weiterhin auch durch das eingelagerte Schichtenpaar Pegmatitanhydrit mit Rotem Salzton, beide in typischster Ausbildung, bekundete. Aber alsbald darunter begann die Abweichung: nur in einzelnen nördlichen Bohrungen fand sich noch ein mächtiger, massiger, strahliger Hauptanhydrit, in südlicheren Bohrungen aber war von ihm nur noch ein kleiner Rest in der genannten Beschaffenheit oder gar nur seine — auch aus dem Staßfurter Gebiet bekannte — dünne Haube von dichter, schichtiger Ausbildung übrig, im übrigen aber, d. h. nach unten, trat an die Stelle des Anhydrits, mit allmählichem Übergang, ein völlig geschlossenes Dolomitlager von 10 bis 24 m Mächtigkeit! Auch die darunter lagernde Schicht von Letten und Salzton war eigenartig: zunächst zwar noch grau, besaß sie in tieferen Lagen auch rote Färbungen, außerdem umschloß sie die oben besprochene Einlagerung von Sandsteinschiefer und besaß die verhältnismäßig große Mächtigkeit von 12 bis 25 m! Danach konnte man sie eher als Unteren Letten denn als Grauen Salzton (der bei Staßfurt wohl immer nur grau ist) bezeichnen, und den Dolomit über ihr konnte und mußte man nach Mächtigkeit und Geschlossenheit durchaus für Plattendolomit ansehen; hatte er doch mit diesem auch den Bitumenreichtum, die Feinkörnigkeit und Tonarmut, und auch die Fossilien (*Schizodus* und *Chondrites*) gemein, und zeigte er doch auch wie dieser

plattige Schichtung und nur darin eine Abweichung, daß die Absonderung (Spaltbarkeit) nach dieser Schichtung und ebenso die senkrechte Zerklüftung (jene zwei Eigenschaften des Plattendolomits, die dessen Wasserführung bedingen und ihn beim Bergmann berüchtigt haben werden lassen) nicht oder nur andeutungsweise ausgebildet, das Gestein überhaupt ungemein zäh und überdies viel dunkler war. Aber diese Abweichungen ließen sich ja aus der bisher unbekannten großen Frische des Gesteins, die es sich bei seiner Tiefenlage von rund 1000 m bewahrt hatte, leicht erklären.

Es lag hier also ein ausgezeichnetes Bindeglied zwischen Staßfurter und Werratypus vor: vom ersteren Jüngeres Steinsalz in typischster Form und mit typischen Einlagerungen und ein unscheinbarer Rest von Hauptanhydrit, — vom letzteren Plattendolomit in — man kann wohl ebenfalls sagen: typischster, nur ungemein frischer Form und passender Mächtigkeit, und endlich darunter ein echtes Mittelding zwischen „Grauem Salzton“ und „Unterem Letten“, mit dem bezeichnenden Sandsteinschiefer! Das nun folgende — kaliführende — Salzlager war wieder (wie nur nebenbei bemerkt sei, da es nicht unmittelbar für unsere Frage von Bedeutung ist) in Staßfurter oder genauer in Südharztypus ausgebildet.

Damit war nunmehr auch klipp und klar erwiesen, daß Hauptanhydrit und Plattendolomit sich stratigraphisch vertreten und im Übergangsgebiet sich miteinander verzahnen, so zwar, daß, wo beide Gesteine im selben Profil übereinander vorkommen, der reine[1]) Anhydrit wesentlich oben, der reine[1]) Dolomit wesentlich unten liegt.

Petrographisch vollzieht sich der obengenannte allmähliche Übergang beider Schichten in vertikaler Richtung, also in einem und demselben Bohrloch, in dreifacher Art: entweder stellen sich klein- bis mittelkörnige gleichmäßig durcheinander krystallisierte, spätig glitzernde Mischungen von Dolomit und Anhydrit ein; oder der bräunliche Dolomitgehalt tritt als schlierig bis schichtig angereicherte Verunreinigung im sonst reineren weißen oder bläulichen Anhydrit auf; oder endlich der Anhydrit bildet in wechselnder Reichlichkeit scharf umgrenzte, ellipsoidische linsen- bis bohnen-, ja bis fast faustgroße Knollen im Dolomit und hat dabei oft alabasterartige Reinheit, weiße Farbe und feinkörnige Krystallinität oder auch

[1]) Das Wort „rein“ in dem Sinne verstanden: frei (oder wenigstens möglichst frei) von Beimengungen der anderen Gesteinsart!

schon die strahlige Struktur des typischen Hauptanhydrits. Gewöhnlich kommen zwei oder alle drei dieser Mischgesteine zusammen im selben Bohrloche vor.

Nebenbei sei erwähnt, daß gerade von diesen Mischgesteinen aus, nämlich durch Auslaugung des Anhydrit- bzw. Gipsgehaltes und durch dann in wechselnder Art und Stärke einsetzende Umkrystallisation und Verkittung der Carbonatpartikeln, sich die verschiedenen Arten der lockeren (ascheartigen), der zellenkalkartigen und der blasigen Rauchwacke erklären lassen, die man über Tage in der Zone des Plattendolomits (aber allerdings auch in der des Hauptdolomits des Mittleren Zechsteins) so häufig trifft.

Durch die große Zahl der nunmehr vorhandenen Bohrungen ist aber auch der Übergang beider Facies in horizontaler Richtung gut bekannt geworden, und zwar vollzieht er sich quer durch das Thüringer Becken hindurch in ungefähr nordsüdlicher Richtung in der Weise, daß von einer mittleren Zone des Beckens aus nach Nord (bzw. Nordnordost) hin der obere anhydritische Teil der Schichtfolge an Mächtigkeit und — unter Verlust der schichtigen Absonderung — an vorherrschender Ausbildung der strahligen Struktur zunimmt, der untere dolomitische Teil aber an Mächtigkeit sich verringert und gleichzeitig eine immer stärkere Beimischung von strahligem Anhydrit erfährt, bis schließlich — schon im Südharz-Mansfelder Gebiet — die ganze Schichtmächtigkeit scheinbar ausschließlich durch Anhydrit vertreten wird.

Aber es ist bemerkenswert, wenn auch von anderer Seite bisher übersehen, daß eine verschwommene (diffuse) Durchstäubung mit Dolomit in einem großen unteren Teile des Hauptanhydrits, die in diesem sonst bläulichen Gestein eine eigenartig wolkige bräunliche Marmorierung erzeugt, auch noch selbst durch das engere Staßfurter Gebiet hindurch bis nach Rüdersdorf und Sperenberg hin nachweisbar ist. Diese dolomitische Verunreinigung des Hauptanhydrits, die für ihn sehr bezeichnend ist, gewinnt erst jetzt, in diesem Zusammenhange, eine besondere Bedeutung, nämlich als letzter Ausläufer — oder, wie man will, erstes Anzeichen — der Facies des Plattendolomites! Wie wenig sie bisher beachtet wurde, möge daraus hervorgehen, daß selbst EVERDING an der dafür geeignetsten Stelle (a. a. O., S. 70) nur sagt: Der Hauptanhydrit lagert völlig konkordant dem Salzton auf und erscheint zudem „durch den Dolomitgehalt der obersten Schichten des Salztons organisch mit diesem verbunden"; den Dolomitgehalt des Hauptanhydrits erwähnt er also nicht!

Wo die rein dolomitische Ausbildung des unteren Teils des Hauptanhydrithorizontes schon kräftig vorhanden ist, verwischt sich naturgemäß die sonst immerhin recht scharfe Grenze gegen den oberen, dolomitischen (nach PRECHT magnesitischen) Teil des Grauen Salztons, und dann ist es wohl ohne wesentlichen Belang, ob man diesen so geringmächtigen Dolomit (wie gesagt 1 bis 3 m) noch mit als Vertreter des Plattendolomits, dem er sich ja auch durch seine Fossilführung anschließt, ansieht oder nicht.

Wenn im vorausgehenden immer nur von „Dolomit" die Rede gewesen ist, so will ich doch ausdrücklich hervorheben, daß ich nur gelegentlich und flüchtig eine Prüfung mit Säure vorgenommen, dann aber allerdings fast stets den Eindruck gewonnen habe, es mit Dolomit zu tun zu haben. Es ist aber leicht möglich, daß genauere und an mehr Stücken ausgeführte Untersuchungen, insbesondere mikroskopische und quantitativ chemische, noch andere Carbonate bzw. Mischungen von Calcit und Magnesit nachweisen werden, wie das ja früher PRECHT und neuerdings REIDEMEISTER auch getan haben. Sehr erwünscht wären dann aber auch eingehende Studien über die oben kurz besprochenen anhydritisch-dolomitischen Mischgesteine, besonders auch über die Paragenesis ihrer Komponenten und über deren etwaige Umbildungen bei der Umwandlung des Gesteins in „Rauchwacke".

Meine in vorliegender Arbeit dargestellten Beobachtungen über den petrographischen Übergang und die stratigraphischen Beziehungen vom Plattendolomit und Unteren Letten des Werratypus zum Hauptanhydrit und Grauen Salzton des Staßfurter Typus sind, um es zu wiederholen, in dem dafür von vornherein als naturgemäß bestes zu bezeichnenden räumlichen Bindeglied, dem Mittelthüringischen Becken, gemacht, und zwar an mindestens 10 von mir selbst an Ort und Stelle, also in möglichster Vollständigkeit ihrer Bohrkerne, untersuchten Tiefbohrungen, wobei auch noch die stets so gut wie horizontale Lage der Schichtung und der Mangel sonstiger Lagerungsstörungen als wertvolle Nebenumstände in Betracht kommen. Ihnen haben ferner eine mindestens ebenso große Zahl von in Nordthüringen, der Provinz Sachsen und Brandenburg ebenfalls an Ort und Stelle, und eine noch größere Anzahl von nur an mehr oder minder vollständig eingesandten Bohrkernreihen von mir selbst untersuchten Tiefbohrungen zugrunde gelegen. Mein an so gutem und reichlichem Material geführter Beweis für die stratigraphische Äquivalenz von Plattendolomit und Hauptanhydrit kann demnach wohl als gelungen gelten,

wenn ich ihm vorläufig auch (aus den oben angegebenen Gründen) keine Einzelangaben über Örtlichkeiten und Tiefen beifügen kann. —

Zu einem ganz anderen Ergebnis ist GRUPE gelangt, der sich ebenfalls um die Plattendolomitfrage eifrig und ernstlich bemüht und sich dazu schon in mehreren Veröffentlichungen[1]) geäußert hat. Von dem ihm genauer bekannten südhannoverschen Gebiet ausgehend, das ihm aber nur mangelhafte Tagesaufschlüsse und drei, wie er glaubte, geeignete Tiefbohrungen bot, verficht er hier die Meinung, daß sporadische Dolomitknollen und dünne Dolomitbänkchen, die er gelegentlich im „Hangenden"[2]) des Jüngeren Steinsalzes fand, Vertreter des hessisch-thüringischen Plattendolomits seien, nicht der viel tiefere Hauptanhydrit und Graue Salzton, die in seinen Bohrungen ebenfalls vorhanden sind, über deren Beschaffenheit er aber keine besonderen Bemerkungen macht. Der Plattendolomit verliere demnach von Thüringen her nach dem Harzrand und Hannover hin immer mehr an Mächtigkeit und Geschlossenheit, löse sich zum Schluß in jene Einzelknollen auf und werde dabei auch immer ton- und sandreicher; infolgedessen lasse sich der Letten, dem diese Knollen eingelagert seien, nicht mehr zwanglos in Oberen und Unteren Letten gliedern. Als hervorstechendste Folgerung aus seinen Darstellungen zieht GRUPE selbst die, daß die Salzlager des Werra- und des Staßfurter Typus sich gegenseitig in ihrer ganzen Ablagerung entsprechen!

Demgegenüber besagt das Ergebnis meiner Untersuchungen für die Salzlager, daß das Staßfurter Jüngere

---

[1]) GRUPE: Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet usw. (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 29, 1908, S. 39 bis 57). — Derselbe: Die stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse der neueren Kalibohrungen im Hannoverschen Eichsfelde. (2. Jahresb. d. Niedersächs. geol. Ver., Hannover 1909, S. V—X). — Derselbe: Die Zechsteinformation und ihre Salzlager im Untergr. des Hannoverschen Eichsfeldes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 185 ff.)

Auch C. REIDEMEISTER hat sich in seiner Dissertation der GRUPEschen Auffassung angeschlossen. Nach meiner Meinung hieße es aber dieser Schrift zu viel Ehre antun, stratigraphisch auf sie einzugehen.

[2]) Unter diesem „Hangenden" scheint er aber sowohl die Letten über dem Jüngeren Steinsalz, wie auch den Roten Salzton im oberen Teile dieses Salzes zu verstehen, trotzdem sie durch 80—110 m Schichtenmächtigkeit getrennt sind. — Dolomitknollen im Roten Salzton und im roten massigen Tongestein über dem Jüngeren Salz kommen auch im thüringisch-sächsischen Gebiete vor, dem ich meine Beweise entnommen habe. Ich habe sie auch vorn (S. 359) erwähnt, aber nie ist mir der Gedanke gekommen, daß dies Vertreter des stolzen Plattendolomits sein könnten.

Steinsalz kein Äquivalent im jüngeren Teile des Werrasalzlagers besitzt, sondern viel jünger, und, falls vorhanden[1]), erst über dem Plattendolomit zu finden ist.

Im Vertrauen auf die stärkere Beweiskraft meiner in geeigneter gelegenem Gebiet und an viel reichlicherem, frischerem und nach jeder Hinsicht einwandfreiem Material gemachten Beobachtungen und Darstellungen verzichte ich darauf, auf die GRUPEsche Auffassung näher einzugehen, und will nur auf zwei Konsequenzen derselben hinweisen. Die erste ist für GRUPE die auch von ihm selbst anerkannte Schwierigkeit, nun seinerseits das Äquivalent des so mächtigen Hauptanhydrits und des Grauen Salztons aus dem Staßfurter Profil im Werrasalzlager aufzufinden. Die zweite Konsequenz besteht für GRUPE darin, daß er für den von mir an der Basis des Hauptanhydrits festgestellten, zwischen das Ältere und Jüngere Salzlager eingeschalteten mächtigen Dolomit, den ich eben für den Plattendolomit halte, nicht bloß erst recht keinen Vertreter im Werragebiet haben würde, sondern ihn auch im Staßfurter Typus wohl nur als „Hauptdolomit" deuten könnte, und daß er dann, zusammen mit ihm und erst recht, das darunterliegende Kali- und Ältere Steinsalz in den Mittleren Zechstein versetzen müßte, was aber wieder nicht dazu paßt, daß er (a. a. O. 1908, S. 52, Anm. 2) dieses Salz dem „Unteren Letten" des Oberen Zechsteins einreiht. —

Durch meine obigen Feststellungen ist die vergleichende Stratigraphie des deutschen Zechsteins wohl, wie ich hoffe, ein gutes Stück gefördert worden, aber offener Fragen gibt es noch — oder nunmehr neu — eine ganze Anzahl, z. B. ob das Jüngere Steinsalz im reinen Werratypus überall nur durch spätere Auflösung oder Auslaugung wieder entfernt ist oder ob und wo es von Ursprung an fehlt; — ob nicht die Auslaugungsrückstände des Jüngeren Steinsalzes, insbesondere der von der Auslaugung nur wenig leidende Rote Salzton, dasjenige sind, was man über Tage als den „plastischen Oberen Letten"[2]) zusammenfaßt, während das „massige rote Tongestein" der Tiefbohrungen, eine rund 30 m starke, magere, bröckelig zerfallende Schicht über dem Jüngeren Salz, von diesem nur durch den dünnen Grenzanhydrit getrennt, dann recht gut als Äquivalent des Bröckelschiefers angesehen werden

[1]) Im Werragebiet, d. h. südlich des Thüringer Waldes, ist es, wie nochmals besonders hervorgehoben sei, unbekannt.

[2]) Also auch im Gegensatz zu GRUPE, der den Roten Salzton noch für den Unteren Letten beanspruchen möchte.

könnte, wie es PICARD[1]) schon vorgeschlagen hat; ich würde mich einer solchen Deutung nicht mehr verschließen. — Ungeklärt ist ferner immer noch die Frage, wie unterhalb des Grauen Salztons = Unteren Lettens die Salzlager, also das Ältere des Staßfurter Typus mit dem einen Kalilager oben, und das gesamte Werrasalzlager mit den 2 Kalihorizonten in der Mitte, sich zueinander stratigraphisch und genetisch verhalten (vielleicht sind es gleichzeitige Niederschläge in getrennten Becken mit ganz verschiedener Zuführungsart ihres Salzwassers). Unklar ist endlich auch noch die Parallelisierung der noch älteren Dolomit- und Anhydritlager im Werra- und (erweiterten) Staßfurter Gebiet, für die leider nur sehr wenige Tiefbohrungen ein — meist auch nur unvollständiges — Material geliefert haben.

Nur andeuten will ich zum Schluß noch, daß sich nunmehr auch die Frage erhebt, ob die bisher angenommenen Grenzen zwischen den 3 Stufen des Zechsteins unseren durch die Tiefbohrungen so außerordentlich erweiterten Kenntnissen gerecht werden, — ob man nicht die natürlichen Zyklen, d. h. die verschiedenen „Salzfolgen" mit ihrem klastisch-carbonatisch-sulfatischen Zubehör, der Einteilung zugrunde legen solle, während man jetzt Glieder desselben Zyklus auseinander reißt und z. B. das Ältere Salz in den Oberen Zechstein, den Älteren Gips in den Mittleren Zechstein stellt. Die vorstehend behandelte Plattendolomit-Stellung ist hier m. E. von großer Bedeutung, aber zu einer abschließenden Beantwortung ist die Frage noch bei weitem nicht spruchreif. Palägeographisch ist die Feststellung von Wichtigkeit, daß von den beiden Äquivalenten das Carbonat (der Plattendolomit) sich an die vermutete Küstenzone des Zechsteinsalzsees hält, das Sulfat (der Hauptanhydrit) dagegen an die Mitte.

In Anknüpfung an das Wort Stinkkalk, den alten Namen für den Plattendolomit, legte ich bei dem Vortrag auch Proben des davon petrographisch und stratigraphisch streng zu scheidenden **Stinkschiefers** vor, sowie eines entsprechend gebauten **Anhydrits**, von welch beiden Gesteinen ich gerade ausgezeichnete lehrreiche lange Bohrkerne aus Schönebeck a. d. Elbe zur Hand hatte, und nahm sie zum Anlaß, einige Worte über die **Frage der Jahresringe** anzufügen.

Beide Gesteine, dem Mittleren Zechstein als ansehnliche selbständige Schichten angehörend und das Ältere Steinsalz

[1]) PICARD: Der untere Buntsandstein der Mansfelder Mulde usw. (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910.)

unterlagernd, sind in der Umgebung des Harzes und Kyffhäusers weit verbreitet; der hier in Frage kommende Anhydrit bildet in diesem Gebiet über Tage den sogenannten Älteren Gips, und ihm gehören auch die durch ihre merkwürdigen Faltungserscheinungen bekannten „Schlangengipse" an, die in allen Sammlungen zu finden sind.

Der Stinkschiefer und die vorgelegte Anhydritart zeichnen sich durch eine äußerst regelmäßige und feine — beim Stinkschiefer fast papierdünne, beim Anhydrit etwa kartonstarke —, ursprünglich ebene und genau parallele, aber zu nachträglichen Faltungen anscheinend sehr geneigte und geeignete Schichtung aus, in der sich also die einzelnen Lagen hundert- und tausendfach sehr regelmäßig wiederholen. Und zwar findet dabei regelmäßig auch ein Wechsel zwischen zwei Substanzen statt: beim Stinkschiefer zwischen zwei verschiedenen Carbonaten, deren eines sich an der Erdoberfläche durch leichtere Verwitterung vor dem anderen kenntlich macht, wodurch die oft wunderbar feine Spaltbarkeit des Gesteins erzeugt wird, — beim Anhydrit zwischen reinem weißen Anhydritmineral, also Sulfat, und einem dunklen, vielleicht etwas tonigen Carbonat; dadurch erscheint dann der Gesteinsquerbruch feinparallel liniiert.

Ich sehe in diesem regelmäßigen Wechsel immer eines schwerer und eines leichter löslichen Minerals nicht bloß ein Analogon, sondern ein wahres Homologon zu den „Jahresringen" des Älteren Steinsalzes; er ist in dem schließlich das Zechsteinsalz liefernden eintrocknenden Binnensee durch periodisch wiederkehrende Umstände erzeugt worden, die bei den 3 Gesteinen von genau der gleichen Art gewesen sein müssen. Diese Umstände traten also, wie der Stinkschiefer zeigt, schon zu einer Zeit ein, in der die Konzentration noch so gering war, daß sich nur Carbonat ausscheiden konnte, — setzten sich weiterhin fort, als sich neben dem Carbonat — und dieses an Menge übertreffend — auch Sulfat ausscheiden konnte, und schließlich auch noch, als sich neben dem Sulfat — wiederum dieses an Menge übertreffend — auch Steinsalz niederschlug; möglich, daß selbst der spätere Wechsel von dicken Carnallit- und den dünneren Steinsalzbänken in gleicher Weise zu erklären ist.

Für den anzunehmenden periodischen Wechsel der Ausscheidungsbedingungen möchte ich an einen Faktor denken, der in der Literatur bisher nicht genannt zu sein scheint, und der gleichzeitig auch die zur Erklärung der großen Anhydrit- und besonders Salzmassen notwendig anzunehmende häufige Zufuhr neuen Meereswassers plausibel macht, nämlich an

monsunartige, regelmäßig wechselnde Winde. Nimmt man zwischen dem offenen Ozean und seinem abgeschnürten, zu einem eintrocknenden Binnensee und dadurch zu einer kontinentalen „Depression" gewordenen Busen eine supramarine, leicht zerstörbare Barre, etwa eine Nehrung, mit einer flachen, vielleicht meist verschlossenen, aber durch Zerstörung immer leicht (an derselben oder einer anderen Stelle) wieder herstellbaren Durchbruchspforte an, so kann nach meiner, wie ich glaube, zwanglosen Vorstellung ein solcher Monsun diese Pforte, wenn er gerade auf sie zusteht, durch das sich aufstauende Wasser öffnen (und später sein Gegenmonsun sie — allerdings auf andere Weise — schließen), und kann das inzwischen mehr oder minder eingetrocknete Binnenmeer wieder auffüllen und durch Änderung der Temperatur und Luftfeuchtigkeit in die Eintrocknungs- und Ausscheidungsbedingungen eben jene Regelmäßigkeit des Wechsels bringen, die zur „Jahresbildung" führt.

---

25. Beiträge zur Kenntnis der Carbongattung *Mariopteris* und ihrer Arten.

(Hierzu eine Tabelle und 1 Textfigur.)

Von Herrn W. Huth.

Berlin, im März 1913.

Noch kaum ein Jahr ist vergangen, seitdem die erste neuere Zusammenfassung über die Gattung *Mariopteris* und ihre Arten[1] erschienen ist, und doch halte ich es schon jetzt für angebracht, eine kurze Neubearbeitung zu geben. Dies ist wohl deshalb ein Bedürfnis, weil mehrere neue Arten seit Erscheinen oben erwähnter Abhandlung bekannt geworden sind, und zwar einesteils durch das in S. B.[1] zur Verfügung stehende Material wie auch durch die Freundlichkeit einiger Herren, die mir bald eine Menge neues, interessantes Material zur Verfügung stellten. Ganz besonders bin ich Herrn Zeiller in Paris verpflichtet, dem ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank für freundlichst überwiesene Stücke aussprechen

---

[1] W. Huth: Die fossile Gattung *Mariopteris* in geologischer und botanischer Beziehung, Berlin 1912.

g *M*

laci

1

ittelgr

l –eifö
lich

k zers
ni

nicht

ziemli

alich
'en etv

ıerrscl
pter

ıt sehr
ader

ıedern
= Eler

kaum

scl

nicht

l. 4 a.

bish
Obers

Übersicht über die Arten der Gattung *Mariopteris*.

	[illegible]							[illegible]				[illegible]		
	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	1912	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	dreieckig — lanzettlich	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		gewolbt	[illegible]	[illegible]	[illegible]	zartspreitig	[illegible]	gewolbt	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	rundlich [illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	schwach	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	allgemein verbreitet	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

möchte. Alle im folgenden erwähnten Spezies sind bereits in dem großangelegten Lieferungswerke, Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen[1]), einzeln beschrieben worden. Der Wert der vorliegenden kleinen Arbeit soll darin liegen, alles Einzelne wieder beisammen zu finden, unter besonderer Rücksicht auf die Gattung selbst. Die Arbeit ist natürlich vorläufig immer noch nicht als abgeschlossen zu betrachten, da die Zeit zweifellos Änderungen und Nachträge bringen wird. Dennoch mag es sich bei der Bedeutung der Gattung *Mariopteris* für die Kenntnis der paläozoischen Pflanzen wohl empfehlen, den augenblicklichen Stand des Wissens auf diesem Gebiete zusammenfassend zu überblicken.

Es ist bekannt, daß ZEILLER sehr gut erhaltene Stücke von Mariopteriden zur Verfügung hatte und infolgedessen zuerst in eingehender Weise eine äußerst treffende Gattungsdiagnose gab, in der er abweichend von der Sitte verschiedener Autoren bei der Beschreibung des Aufbaus der Farne von den Achsen höherer Ordnung ausging. Denn, während man von den meisten Pflanzen nur recht bescheidene Reste kennt, so daß man zweckmäßiger, wie POTONIÉ vorgeschlagen hat, bei Beschreibung des Aufbaus von rückwärts beginnt, ist bei der Gattung *Mariopteris* der Aufbau so weit bekannt, daß es einfacher und übersichtlicher ist, mit den Achsen höherer Ordnung zu beginnen.

Gute Abbildungen von weitverzweigten Mariopteriden, die recht vollkommenen Aufbau zeigen, befinden sich besonders bei ZEILLER[2]) und STUR[3]). Die Abbildung gibt eine etwas schematisierte, sich an die Abbildung in ZEILLER: Bass. houill. Valenc., Atl. 1886, Taf. XXIII, anlehnende Darstellung des Aufbaus.

Diagnose.

Über den allgemeinen äußeren Aufbau der Mariopteriden ist etwa folgendes zu sagen:

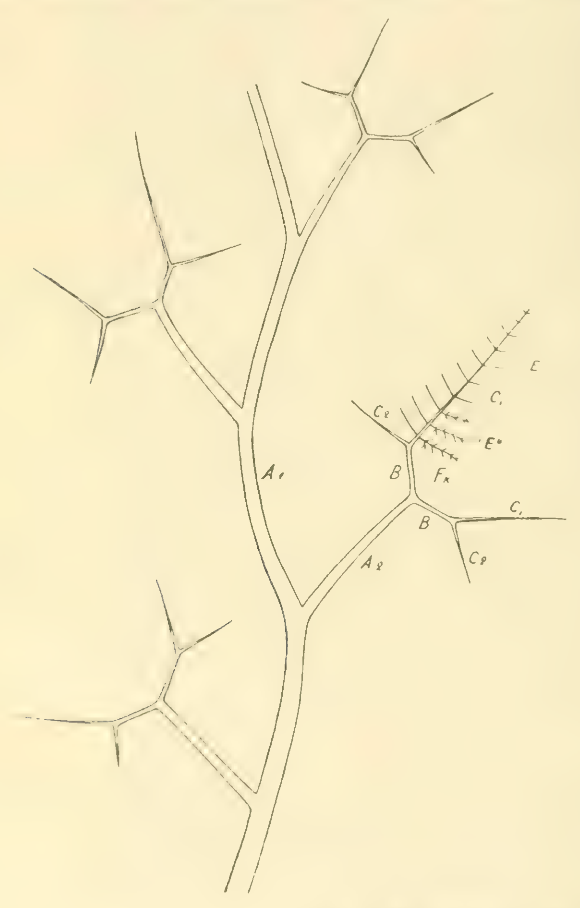
Die Wedel waren bei einigen Arten wohl sehr lang, dabei verhältnismäßig schmal. Von der Hauptwedelspindel (A_1) gehen alternierend die Spindeln 2. Ordnung (A_2) unter mehr oder weniger spitzem bis rechtem Winkel schräg nach oben

[1]) H. POTONIÉ: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste. Herausgeg. von der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. zu Berlin. Lfg. VIII, Nr. 141—156, 1912.

[2]) R. ZEILLER: Bassin houiller de Valenciennes, Atlas 1886. Text 1888.

[3]) D. STUR: Die Culm-Flora, 1875–77. — Die Carbon-Flora der Schatzlarer Schichten, 1885.

bzw. seitwärts ab. Diese Spindeln 2. O. sind völlig nackt, teilen sich gabelförmig unter einem Winkel von im allgemeinen 90—120 Grad in zwei wieder völlig nackte, aber bedeutend



Gez. C. Tobbicke nach W. Huth.

Skizze des Aufbaus von *Mariopteris*.
(Unter Benutzung der Abbildung in Zeiller, Bass. houill. Valenc., Atl. 1886, Taf. XXIII). Verkl.

kürzere Spindelstücke (B), welche sich nun wieder unter spitzen Winkeln in zwei ungleichwertige Spindeln 3. O. (C_1, C_2) gabeln. Diese sind meistens zweifach, häufig auch dreifach, bisweilen sogar fast vierfach (*M. grandepinnata*) ge-

fiedert. Es sind also vier größere Fiedern (C_2, C_1, C_1, C_2) fächerförmig nebeneinander in einer Ebene ausgebreitet. Von diesen sind die beiden äußeren gewöhnlich kleiner als die beiden inneren.

Ich möchte nicht unerwähnt lassen, daß dieser Aufbau in mancher Beziehung an rezente Gleicheniaceen, besonders *Gleichenia dichotoma* SW. erinnert.

An den Spindeln 3. O. sitzen die Elemente 1. O. (E') an, welche im allgemeinen dreieckige, eiförmige bis eilanzettliche Gestalt haben und an diesen die Elemente 2. O. oder in unserem Falle Elemente *l*. O. (E'').

Diese Elemente *l*. O. sind bei manchen Mariopteriden noch in Lappen zerteilt, die äußerst häufig, besonders bei den unteren, bei einigen Arten auch in den oberen Wedelteilen zu vollen Fiedern ausgebildet sind, welche sich bisweilen nochmals in Lappen oder Abschnitte oder auch in Fiedern (*M. grandepinnata*) zergliedern. Die Elemente *l*. O. ebenso die Fiedern *l*. O.[1]) haben im allgemeinen auch dreieckige, eiförmige oder ovale Gestalt, bisweilen sind sie sogar halbkreis- bis auch fast kreisförmig.

Das Ansitzen der Elemente *l*. O. oder Lappen ist im allgemeinen pecopteridisch bis sphenopteridisch, doch findet sich auch häufig direkt neuropteridisches und auch durchaus alethopteridisches Ansitzen, besonders bei der sehr variablen *Mariopteris muricata*.

Die Spindeln der *Mariopteris*-Arten besitzen außer einer fast überall auftretenden deutlichen Längsrippung fast alle deutliche Quermale, was für die Gattung zweifellos mit ein Charakteristikum ist, obgleich es auch bei einigen Arten aus anderen Gattungen vorkommt. Ausnahmen davon bilden *Mariopteris latifolia* und *M. rotundata*. Erstere hat keine Quermale, letztere eine feine Pünktelung auf den Spindeln.

Ein äußerst charakteristisches Merkmal für alle Mariopteriden ist die starke asymmetrische Zerlappung der untersten katadromen Fiedern (F_k), mit der sich auch immer eine bedeutendere Größe der letzteren paart. Diese Eigentümlichkeit findet sich ähnlich auch bei der Gattung *Odontopteris*, ist aber doch von der mariopteridischen durchaus zu unter-

[1]) Die Ausdrücke Elemente 1. O., Elemente 2. O. und Elemente *l*. O. sind gewählt, um für sämtliche Arten der Gattung konkordante, für homologe Teile des Wedels gleichlautende Bezeichnungen zu haben: die Bezeichnung Fiedern *l*. O. ist im Sinne der von POTONIÉ vorgeschlagenen, von rückwärts beginnenden Weise gebraucht.

scheiden, da bei *Odontopteris* meistens nur eine durchschnittlich mehr symmetrische Zerlappung erkennbar ist, während bei *Mariopteris* die unterste katadrome Fieder oft direkt gefiedert ist.

Alle Elemente *l.* O. besitzen eine deutliche Aderung, und zwar immer, wenn auch zuweilen etwas zurücktretend, eine Mittelader, von der unter ziemlich spitzem Winkel Seitenadern abgehen, welche sich dann oft noch dichotom verzweigen. Die Mittelader ist immer herablaufend, und es finden sich fast immer noch Nebenadern, die direkt aus der Spindel entspringen und aus diesem Grunde gewissen Arten unserer Gattung häufig ein alethopteridisches Aussehen verleihen. Die Seitenadern sind bei den meisten Arten deutlich, bei manchen jedoch sehr verwischt oder gar nicht zu bemerken.

Physiologisches.

Bei einigen *Mariopteris*-Arten sind die Blattspreiten der Elemente *l.* O. wie auch die Endfiedern an den Spindeln zu langen, schmalen, zugespitzten, fast spreitenlosen Blättchen ausgezogen, so daß bisweilen sogar nur noch völlig nackte Wedel- oder Fiederspitzen vorhanden sind. Für diese Gebilde hat POTONIÉ den Namen Vorläuferspitzen gewählt. Ich möchte diesen Namen nicht beibehalten, da er nicht genau das trifft, was eigentlich damit gemeint ist[1]. Auch bin ich nicht der Ansicht, daß diese in lange Spitzen ausgezogenen Blättchen ein Beweis für eine Kletterfarnnatur der Mariopteriden sind. Denn erstens ist der Charakter dieser Gebilde wenig rankenähnlich, und vor allem finden sich diese Spitzen bei den Arten, bei denen sie vorkommen, nicht immer und auch in verschiedenartiger Ausbildung. Auch als Stützfinger kann man sie nicht schlechthin bezeichnen. Vielleicht sind es Träufelspitzen gewesen, vielleicht aber sind es auch rein zufällige Bildungen, für die man unnötig nach einer Erklärung sucht. Ich wüßte allerdings nicht, welche Bedeutung diese hin und wieder vorkommenden langausgezogenen Spitzen gehabt haben könnten. Aber es ist eben auch oft unmöglich, alles erklären zu können, besonders, wenn man doch nur ein verhältnismäßig mangelhaftes Material besitzt.

[1] Es ist auch noch aus einem anderen Grunde unmöglich, diesen Namen beizubehalten, denn der Name ist bereits 1856 von HERMANN CRÜGER für ein anderes Pflanzenorgan vergeben; siehe darüber: Das Leben der Pflanze, Lfg. 71, S 345.

Ebenso habe ich meine Auffassung in bezug auf die Kletterfarnnatur der Mariopteriden geändert. Ich möchte gern glauben, daß einige *Mariopteris*-Arten den Charakter von Kletterpflanzen, von Lianen oder auch von Schlingfarnen gehabt haben. Ich nehme das von einigen sogar mit ziemlicher Sicherheit an. Aber ich glaube nicht, daß das auf alle Arten zutrifft. Denn, wenn bei einigen Spezies auch die Spindeln, insbesondere die Hauptwedelspindeln, als ziemlich lang und dünn bekannt sind, so ist bei anderen die Spindel 2. O. breit und außerdem bei vielen die Hauptwedelspindel nicht bekannt. Es müssen ja auch durchaus nicht alle Arten einer Gattung dieselben physiologischen Fähigkeiten besitzen, wie wir von heut existierenden Gattungen genau wissen, bei denen eine Art aufrecht, eine andere kriechend, eine dritte kletternd oder windend vorkommt. Solange man also, abgesehen von einigen Arten, den Aufbau nicht genauer kennt, kann man auch nicht wissen, welches der Charakter der betreffenden Art gewesen ist. Bei *Mariopteris muricata* glaube ich hin und wieder eine Neigung der Spindeln zu einer leichten Drehung erkannt zu haben. Meine Ansicht über diese Frage ist jetzt die folgende: Einige der *Mariopteris*-Arten, z. B. *M. muricata* und einige andere, sind wohl Schlingfarne gewesen in der Art wie unsere heutigen *Lygodium*-Arten. Andere waren vielleicht Stützpflanzen oder Lianen, und wieder andere waren eben Bodenfarne oder vielleicht auch kriechende Pflanzen, etwa wie *Lycopodium clavatum*.

Auf die Tatsache, daß die untersten katadromen Fiedern mit ihrer Zerlappung oft ein sehr schönes Blattmosaik ergeben, habe ich schon früher hingewiesen. Ich möchte hierbei erwähnen, daß die vorhin erwähnten lang ausgezogenen, spreitenlosen Blätter vielleicht auch durch Beleuchtungsverhältnisse hervorgerufen sein könnten, indem sie oberen, starker Beleuchtung ausgesetzten Wedelteilen angehörten, wodurch ihre Blattspreite notgedrungen reduzierter sein mußte.

Fertilität.

Bisher ist noch keine einzige *Mariopteris*-Art in fertilem Zustande vorgefunden worden, und es ist aus diesem Grunde tatsächlich unmöglich, festzustellen, ob alle die Arten, die hier zu einer Gattung gestellt sind, wirklich natürlich verwandt sind. Dennoch ist letzteres wohl beinahe anzunehmen, trotz mancher für die Bestimmung scheinbar widersprechender Merkmale. Im Sinne der Paläobotanik ist die Gattung jedenfalls

durchaus als einheitlich zu betrachten, und man kann wohl behaupten, daß sie von den vielen Carbongattungen zu denen gehört, die man zu den natürlichsten unter ihnen im rezenten Sinne rechnen dürfte.

Äußerst interessant sind die früher schon[1]) von mir beschriebenen eigentümlichen Auswüchse, die ich an den Spindeln von *Mariopteris muricata* beobachtet habe. Es sind mir nachträglich noch eine Reihe von Stücken genannter Art in die Hand gekommen, welche diese Auswüchse zeigen. Seltsam ist, daß alle die von mir bisher gefundenen Reste — eine recht beträchtliche Anzahl — aus dem 7. Flöz der Rubengrube bei Neurode in Niederschlesien stammen. Einige Stücke besitzen eine ganze Anzahl solcher Bildungen.

Es handelt sich um rundliche Auswüchse mit schwacher spiraliger oder konzentrischer Ringstruktur, welche dicht an den Spindeln ansitzen und außerordentlich flach erscheinen. Es können wohl kaum fertile Organe, also „Samen", gewesen sein, denn als solche wären sie wohl als dickere, kohlige Reste erhalten.

Vielleicht handelt es sich um krankhafte, gallenartige Bildungen. Diese Möglichkeit hat zweifellos manches für sich, besonders da sich diese Auswüchse nur an dem einen einzigen Fundorte und stets in demselben Flöz gefunden haben.

Von großem Interesse ist ein Stück, das ich demnächst in oben genanntem Lieferungswerk[2]) abbilden und genauer beschreiben werde. Es ist wieder von demselben Fundorte. Beim Präparieren stellte ich fest, daß das Gestein durch und durch mit ziemlich großen und sehr schönen deutlichen Fiedern von *Mariopteris muricata* durchsetzt ist. Auf der einen Seite befindet sich eine ca. 12—14 mm breite Spindel, deren Fortsätze ich durch sorgfältige Präparation bis zum Rande des Stückes freilegen konnte. Die Spindel mit all ihren Verzweigungen ist eine deutliche *muricata*-Spindel, von der alternierend rechts und links Seitenspindeln unter mehr oder weniger spitzem Winkel abgehen. Die eine dieser Spindeln ist nach unten sanft gebogen und scheint in etwa 8—9 cm Entfernung vom Insertionspunkte eine dichotome Verzweigung zu haben, die allerdings etwas verquetscht ist. Im ganzen ist diese Spindel ca. 13 cm lang. Unter und neben der Insertionsstelle

---

[1]) Huth, die foss. Gatt. *Mariopteris* in geol. u. bot. Bez., Berlin 1912, S. 13 ff., Fig. 2—5; Abb. u. Beschr. foss. Pflr., Lfg. VIII, 1912. Nr. 141, S. 8 ff., Fig. 2—5.

[2]) Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, usw.

dieser Spindel an der Hauptspindel befinden sich drei solcher Auswüchse, ebenso an den anderen weniger langen Spindeln wie auch an den Spindelfortsätzen je ein bis zwei. Sollte es sich hier vielleicht um ein noch nicht voll entwickeltes Exemplar von *M. muricata* handeln, und wären die rundlichen Auswüchse vielleicht eingerollte Wedel? Tatsächlich befindet sich in der Universitätssammlung in Breslau ein halb eingerollter junger Wedel von *M. muricata*, auf dem auch so ein rundliches Gebilde sich befindet. Jedenfalls läßt sich die Frage trotz dieses neu aufgefundenen Stückes immer noch nicht endgültig entscheiden, und die von mir früher erwähnte Möglichkeit der vegetativen Vermehrung durch Bulbillen ist damit auch noch nicht widerlegt.

Gerade diese vegetative Vermehrung durch derartige Bulbillen ist doch auch recht wahrscheinlich. Denn wir finden vegetative Vermehrung auch heute noch bei vielen Farnen. Wir kennen rezente Farne, die sich durch Bulbillen und Adventivknospen an den Wedelstielen vermehren, wie z. B. *Struthiopteris Germanica*, *Cystopteris bulbifera;* noch andere wie *Nephrolepis tuberosa* PRESL vermehren sich durch Knollen, und nach HEINRICHER[1]) scheint bei gewissen derartigen Arten die Sporangienbildung reduziert zu sein. Außerdem kommt im Carbon für die vegetative Vermehrung als fördernder Faktor hinzu, daß die Wachstumsbedingungen für die carbonischen Pflanzen außerordentlich günstig gewesen sein müssen, wie die kolossale Produktion an Pflanzenmaterial beweist. Unter besonders günstigen Vegetationsbedingungen bilden ja auch höhere Pflanzen, z. B. viele Liliaceen, nur wenig Blüten aus, um so mehr dagegen das Blattwerk oder Bulbillen.

Es ist also vielleicht gar nicht sonderbar, daß bei vielen Carbonfarnen, so auch bei unseren Mariopteriden, Sporangien relativ selten waren.

Anatomie.

Unmittelbar nach Erscheinen der oben erwähnten Monographie gelang es mir, auch die Oberflächenstruktur der Fiederchen von *M. muricata* durch glücklich gelungene Maceration zu erkennen. Es steht zu erwarten, daß dies noch in einer ganzen Anzahl von Fällen gelingen wird, und damit dürfte der Weg angebahnt sein, auch die Oberflächenanatomie zur Bestimmung der Carbonfarne mitbenutzen zu können, wodurch die Scheidung der einzelnen Arten wie auch die Klassifizierung

[1]) HEINRICHER: Ref. Botan. Zentralbl., Bd. 108, 1908, S. 662.

der Untergruppen usw. im Sinne der Botanik rezenter Pflanzen natürlicher gestaltet werden würde.

Über die Art und Weise der Maceration ist in der Paläobotanischen Zeitschrift Genaueres angegeben worden. Es wurde die bekannte Methode von SCHULZE benutzt. Auch auf die Oberflächenstruktur selbst gehe ich hier nicht näher ein, sondern verweise auf die eben erwähnte Paläobotanische Zeitschrift, Bd. I, H. 1 und auf die Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 65, 1913, Monatsber. Nr. 3.

Synonymik.

Sphenopteris BRONGNIART. Hist. végét. foss. I, Lfg. III, 1829, S. 169 (ex parte).

Pecopteris BRONGNIART, a. a. O., Lfg. VII, 1832 oder 1833, S. 267 (ex parte).

Heteropteris BRONGNIART: mss. Collect. du Muséum d'hist. nat. à Paris (non HUMBOLDT, BONPLAND et KUNTH).

Diplothema STUR, Culm-Flora II, 1877, S. 226, 233 (ex parte); zur Morphologie und Systematik der Culm- und Carbon-Farne, 1883, S. 183 (ex parte); Carbon-Flora 1, 1885, S. 283 (ex parte).

Mariopteris ZEILLER, Expl. carte géol. Fr., 1879, IV, Taf. CLXVII, Fig. 5, S. 68; Bull. Soc. Géol. 1879, 3. sér., VII, S. 93; Bass. houill. de Valenc. 1888, S. 159 (ex parte). — WHITE, Bull. Geol. Survey, Nr. 98, 1893, S. 46 (ex parte): Low. Coal. Meas. of Miss. 1899, S. 30 (ex parte). — HUTH, die fossile Gattung *Mariopteris* in geol. und bot. Bez., Berlin 1912; Abb. und Beschr. foss. Pflanzenr., Lief. VIII, 1912, Nr. 141—156.

Pseudopecopteris LESQUEREUX, Atlas to the Coal Flora 1879, S. 190 (ex parte).

Die Gattung *Mariopteris* rechnet man mit Rücksicht auf das generelle Ansitzen der Elemente und Fiedern / O. jetzt zu den Sphenopteriden, zumal die diplotmematischen Farne, an die sich unsere Gattung anschließen, sonst durchaus Sphenopteriden sind. Dem allgemeinen Habitus nach könnte man sie als Übergangsgattung zwischen den Sphenopteriden und Pecopteriden bezeichnen. Daher hat LESQUEREUX sie in seine Gattung *Pseudopecopteris*, welche „pecopteridische" Sphenopteriden enthält, aufgenommen. Ebenso erklärt es sich auch leicht, daß STUR sie infolge des Aufbaues zu seiner Gattung *Diplotmema* stellte. Die Grenze zwischen *Diplotmema* und *Mariopteris* ist auch durchaus keine scharfe. ZEILLER sagt: „J'ai créé ce genre pour les Diplotmemées à pinnules pecoptéroïdes, à limbe bien développé, entier, ou faiblement lobé ou dentelé, qui viennent se ranger autour du *Pecopteris muricata* et forment avec lui un groupe très homogène, au moins quant à l'aspect extérieur. Toutes ces Fougères paraissent

avoir des pennes primaires quadripartites, c'est à dire formées de quatre sections de même ordre, et non pas bipartites, seulement comme les Diplotmema.“ Wenn auch bei *Mariopteris* die Achsen C_2, die ohnehin fast stets kleiner sind als die Achsen C_1, durch diese häufig übergipfelt werden, so bleiben dabei doch die Achsen C_2 wie überhaupt die äußeren katadromen Fiedern stets bis in die höchsten Spitzen des Wedels immer außerordentlich groß im Verhältnis zu den übrigen Fiedern, und zwar symmetrisch auf beiden Seiten des Wedels, was bei *Diplotmema* nicht der Fall ist. Auch die kleineren katadromen Fiederchen am Grunde der Spindeln 4. O. bleiben konstant asymmetrisch geteilt bis in die höchsten Spitzen.

Stücke, bei denen man im Zweifel sein könnte, ob man die Art zu *Diplotmema* oder *Mariopteris* stellen soll, gehören zu den Ausnahmen. Bei *Diplotmema* kommen zwar auch die langausgezogenen spreitenlosen Blättchen und nackte Wedelspitzen vor, aber sie fallen dort niemals so in die Augen wie bei *Mariopteris*, denn es handelt sich bei unserer Gattung doch immer um Fiederchen von gewisser Flächenausbreitung und im wesentlichen dreieckiger bis ovaler Form.

Der Name *Heteropteris* ist nur in einem Manuskript BRONGNIARTs enthalten, ist aber insofern sehr interessant, als schon BRONGNIART die Zusammengehörigkeit einiger der hier beschriebenen Arten zu einer Gattung bereits erkannt hatte. ZEILLER sagt darüber: „M. BRONGNIART avait, du reste, dans la collection du Muséum, classé ces quartre espèces, *Pecopteris nervosa* et *P. muricata, Sphenopteris latifolia* et *S. acuta*, sous un nom générique spécial, *Heteropteris*, qu'il n'a pas publié et qui ne peut être conservé ayant été employé dès 1821 par HUMBOLDT, BONPLAND et KUNTH pour un genre de Malpighiacées. Il y avait placé également son *Pecopteris Loshii*, qui a en effet avec les espèces précédentes la plus grande analogie . . . . .“

Systematik.

Auf Grund gewisser Unterschiede der Elemente l. O. halte ich es für zweckmäßig, die Gattung *Mariopteris* in folgende 3 Untergruppen zu teilen:

A. Eumariopterideae: ausgesprochener *Mariopteris*-Typus. Fiedern l. O. im wesentlichen stark pecopteridisch ansitzend, meist spitz oder stumpf gespitzt und verhältnismäßig ganzrandig.



Mariopteris muricata
A. Eumariopterideae
(muricata)
B. Dentatae
C. Sphenopteroïdeae
acuta
Zeilleri
laciniata
Beneckei
Dernoncourti
(Loshii)
neglecta
grandepinnata
rotundata
Soubeirani
latifolia
Jacquoti
Sarana

B. Dentatae: Zwischengruppe zwischen A und C, die sich vor allem dadurch auszeichnet, daß die Fiedern *l.* O. der dazugehörenden Arten gezähnt oder bei weitergehender Differenzierung zerschlitzt sind.

C. Sphenopteroideae: sehr sphenopteridischer Typus. Ansitzen der Fiedern *l.* O. in der Hauptsache sphenopteridisch. Fiedern *l.* O. in der Mehrzahl gerundet.

Um die Beziehungen und Übergänge der einzelnen Arten zueinander übersichtlich zum Ausdruck zu bringen, habe ich die folgende Tabelle aufgestellt, bei der die häufigste Art *M. muricata* als Ausgangspunkt gewählt ist. Diese Tabelle hat keine phylogenetische Bedeutung.

Geologische Verbreitung.

Die geologische Verbreitung der *Mariopteris*-Arten ist eine ziemlich beschränkte. Sie finden sich lediglich im Produktiven Carbon, und zwar beginnen sie erst im oberen Teil des unteren Produktiven Carbons (Flora 4a, vgl. die Tabelle S. 385) und reichen nur bis in die alleruntersten Ottweiler Schichten hinauf. Im wesentlichen erstreckt sich ihr Vorkommen und ihre Häufigkeit überhaupt nur auf das mittlere Prod. Carb. und den obersten Teil des unteren Prod. Carb.

Da die Mariopteriden sich lediglich auf das Carbon beschränken, sind im folgenden für die Floren die arabischen Zahlen der POTONIÉschen Florenbezeichnungen gewählt worden.

Im unteren Teile des unteren P. C. (Fl. 3), also in den tiefsten Schichten der unteren Randgruppe Oberschlesiens bzw. den Waldenburger Schichten Niederschlesiens, kommen zu unserer Gattung gehörige Arten noch nicht vor. Die ersten Mariopteriden zeigen sich in den Schichten der oberen Randgruppe Oberschlesiens (Fl. 4a); als einzige Art ist hier *M. laciniata* vorhanden, die dann in höheren Schichten mit Sicherheit nicht mehr nachzuweisen ist.

Die Sonderstellung des oberschlesischen Carbons, die schon eben durch *M. laciniata* angedeutet wurde, wird noch vermehrt durch das Auftreten einer anderen, ebenfalls ausschließlich auf dieses Becken beschränkten *Mariopteris*-Art, die anscheinend nur in den mittleren Sattelflözschichten vorkommt, *M. neglecta*.

Sämtliche sicher dahin gehörige Reste stammen aus dem Horizont zwischen dem Heinitzflöz der unteren Sattelflözgruppe und dem Schuckmannflöz der oberen. Die bloße Angabe Sattelflözschichten genügt jedenfalls für diese Art in keiner

Weise. GOTHAN hat bei seiner Bearbeitung der oberschlesischen Carbonflora diese Verhältnisse erst näher durchschauen können und auch für andere Arten diese Tatsache nachgewiesen, so daß es sich also als zweckmäßig erweist, die Sattelflözschichten (Fl. 4b) in der auf Tabelle S. 385 angegebenen Weise noch in 3 Horizonte zu gliedern, die ich mit α, β und γ bezeichnet habe.

In den darauf folgenden Schichten, also dem oberen Teil des unteren P. C., stellen sich dann allmählich die häufigsten *Mariopteris*-Arten ein, zunächst *acuta* und auch *Dernoncourti* (*Loshii?*) (erstere z. B. in der Magerkohle des Ruhrbeckens häufig und charakteristisch), sodann die gemeine *M. muricata* (häufig erst im m. P. C.), an der Grenze des mittleren gegen das o. P. C. völlig verschwindend. Die drei zuletzt genannten Arten finden sich noch in Oberschlesien in den Rudaer Schichten sowie in den Schatzlarer Schichten Niederschlesiens (*acuta* hier ausgenommen), ferner in der Eschweiler Mulde des Aachener Reviers und in der Fettkohle des Ruhrreviers.

In Flora 4b beginnt auch die seltene *Mariopteris Soubeirani*, die nach ZEILLER in diesen Schichten noch nicht vorkommt. Ich habe sie auch in den Schichten der Flora 5, also z. B. in der Fettkohlenpartie des Ruhrreviers, nicht verfolgen können, während sie in den höheren Schichten des Saarbrücker Reviers, z. B. in der Saarbrücker Flammkohle, wieder vorhanden ist.

Im m. P. C. tritt *M. Beneckei* zu den übrigen Arten hinzu. Sie findet sich auf dem Kontinent jedoch nur in den Schatzlarer Schichten Niederschlesiens als relativ häufige, rein lokale, typische Art und ist in Flora 6 anscheinend schon nicht mehr vorhanden, wogegen sich hier, und zwar als nur westliche Arten, *M. latifolia*, *M. Sarana*, *M. Jacquoti* und *M. rotundata* finden, welche jedoch alle drei nicht über die Grenze des mittleren gegen das o. P. C. hinausgehen.

In Flora 5 tritt gleichzeitig mit *Beneckei* die bisher nur in Oberschlesien gefundene *M. grandepinnata* auf, die scheinbar nur im unteren Teil der Muldengruppe vorkommt, also auf einen recht engen Horizont beschränkt ist.

Im untersten Teil des o. P. C., also in den untersten Ottweiler Schichten (Flora 7), findet sich noch *Mariopteris Zeilleri*, welche mir nur in einem Exemplar bekannt geworden ist, das mir Herr ZEILLER in Paris freundlichst zur Publikation und Abbildung zur Verfügung stellte. Es ist die letzterwähnte Art die einzige, die über die Grenze des mittleren gegen das o. P. C. hinausgeht.

Schichten	Culm	Unteres Produktives Carbon					Mittleres Produkt. Carbon		O. P. C.
		z. B. Waldenburger Sch. N.-S., untere Randgruppe O.-S.	z. B. mittlere und obere Randgruppe O.-S.	z. B. Sattelflözschichten O.-S.: untere S.-S. Pochhammer- bis ca. Heinitzflöz	mittlere S.-S. bis ca. Schuckmannflöz	z. B. Magerkohle des Ruhrreviers; obere S.-S. bis ca. Veronicaflöz	z. B. Schatzlarer Sch. N.-S., höhere Sch. des Ruhrreviers, Muldengruppe O.-S.	z. B. mittlere Saarbrücker Sch., oberer Teil (obere Fettk., Flammk.), Piesbergsch.	z. B. Ottweiler Schichten
Flora	2	3	4 a	4 b α	4 b β	4 b γ	5	6	7
1. östliche Arten, O.-S.		. . . . . .	← *laciniata* →	. . . .	. . . .	. . . . . .			
					← *neglecta* →				
1. östliche Arten, N.-S.							← *gdp.* →		
							. . ← *Beneckei* →	. . . . . .	
2. allgemein verbreitete Arten					. . . . . .	. . . ←	*Dernoncourti* →		
					. . . . . .	. . . ←	(*Loshii*) →		
					. . . . . .	. . ←	*acuta* →		
						. . .	. . ← *muricata*	→	
3 westliche Arten					. . . . . .	. . ← . .	· *Souheirani* · ·	→	
							. . . . .	← *latifolia* →	
							. . . . .	← *Jacquoti* →	
								← *Sarana* →	
								. . . . ← *rotd.* →	
								. . .	← *Z.* →

Anmerkung: *gdp.* = *grandepinnata*; *rotd.* = *rotundata*; *Z.* = *Zeilleri*.

Die umstehende Tabelle, in der ich zwischen östlichen, allgemein verbreiteten und westlichen Arten unterschieden habe, gibt eine genaue Übersicht über die Horizontierung der einzelnen Spezies.

Geographische Verbreitung.

Die geographische Verbreitung der *Mariopteris*-Arten ist von großem Interesse. Auch hier zeigt es sich, daß die Einheitlichkeit der Carbonflora des europäischen Typus durchaus nicht in dem Maße vorhanden ist, wie man ursprünglich allgemein annahm, d. h. also, man findet dieselben Arten nicht immer in denselben Horizonten wieder, sie haben keine allgemeine Verbreitung, sondern sind oft auf einen recht geringen Florenbezirk beschränkt. So zeigt sich bei der Gattung *Mariopteris* in bezug auf das oberschlesische Revier eine strenge Scheidung von den übrigen Revieren, denn die dort in ganz bestimmten Horizonten auftretenden *M. laciniata* und *M. neglecta* finden sich dort immer in derselben typischen Form, während sie in anderen Gebieten bisher nicht gefunden worden sind. Ebenso wurde die neubeschriebene *M. grandepinnata* bisher nur in Oberschlesien gefunden.

Auch das Saarrevier, das sonst an Lokalarten reich ist, hat besondere Mariopteriden, so z. B. *M. Sarana* und *M. rotundata*, die bisher nur dort gefunden worden sind.

Besonders interessant ist der Fall bei *M. Beneckei*, welche im niederschlesischen Carbon zu den sehr häufigen Arten gehört, während sie in anderen Revieren gar nicht oder doch nicht in der typischen Form vorkommt. Obwohl ich an verschiedenen Stellen darauf hingewiesen habe, daß *M. Beneckei* möglicherweise in England (in je einem Exemplar auch im Ruhrrevier und in Oberschlesien) vorkommt, so neige ich jetzt zu der Ansicht, daß es sich hier vielleicht doch nicht um die besagte Art handelt, denn alle an anderen Orten gefundenen Stücke zeigen nur den sphenopteridischen Typus, während die charakteristische und in Niederschlesien so häufige eumariopteridische Form, die stets mit den sphenopteridischen Typen gemischt auftritt, auch nicht angedeutet an den Resten aus den oben erwähnten anderen Revieren zu erkennen ist. Es ist also unbedingt nötig, auch diese Typen erst an den anderen Orten vorzufinden, ehe man eindeutig behaupten könnte, daß *M. Beneckei* keine Lokalart sei.

Auch bei der ganz gemeinen *M. muricata* zeigen sich Fälle, die auf floristische Differenzierungen hinweisen; während *M. muricata* im allgemeinen in dem ganzen, von unserer Carbon-

flora europäischen Kolorits eingenommenen Areal verbreitet und häufig ist, findet sie sich in dem böhmischen Binnen-Becken nur selten, und sehr untergeordnet ist auch ihr Auftreten in den sächsischen Revieren.

Auch die in der Tabelle auf S. 385 neben *muricata* als allgemein verbreitet bezeichneten Arten *acuta* und *Dernoncourti* treten in manchen Revieren gar nicht und in anderen sehr untergeordnet auf.

Einzelheiten über die geographische Verbreitung der Arten finden sich in der oben erwähnten Monographie über die Gattung *Mariopteris*.

Auf die genauere Beschreibung der einzelnen Arten, welche sich ausführlich in der soeben genannten Abhandlung sowie auch in POTONIÉ, Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen, findet, muß ich hier verzichten. Ich gebe statt dessen eine Tabelle, in der ich versucht habe, zur leichteren Bestimmung und Differenzierung der einzelnen Arten diese nebeneinander mit kurzen charakteristischen Angaben und ihren Unterschieden zueinander aufzuführen.

26. Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung.

Von Herrn G. FLIEGEL.

Berlin, den 1. Juli 1913.

Die jahrzehntelang fast ausschließlich herrschend gewesene Anschauung von der Abrasion[1]) ehemaliger Festländer durch die über sie hinschreitende Brandungswoge des Meeres ist zum Teil durch allgemeine geologische Erwägungen, besonders aber durch die morphologischen Studien der neueren Zeit stark eingeschränkt und in vielen Fällen durch die Annahme einer subaerischen Abtragung ersetzt worden.

Jede solche Abtragung unter dem Einfluß der Atmosphärilien ist mit einer intensiven Verwitterung verbunden

[1]) Ich verstehe unter „Abrasion" ausschließlich marine Abtragung im Sinne v. RICHTHOFENS (Führer fur Forschungsreisende, 1886, S. 356), wie ich gegenüber der neuerdings stellenweise üblich gewordenen, weniger prägnanten Anwendung des Wortes betone.

und hat die Auflockerung des Gesteins durch mechanische und chemische Einflüsse zur Voraussetzung. Die Produkte der Verwitterung sind naturgemäß nur unter günstigen Umständen in Abtragungsresten erhalten und uns dann gleichsam fossil überliefert. Als Begleiterscheinungen der terrestrischen Abtragung sind sie in Zweifelsfällen für den Nachweis der Art der Abtragung von Bedeutung und wegen der Schlüsse interessant, die hinsichtlich der wirksam gewesenen Faktoren der Verwitterung, des Klimas usw. auf sie aufgebaut werden können.

Anregungen, die in dieser Beziehung das Rheinische Schiefergebirge bietet, glaube ich daher zur Sprache bringen zu sollen, zumal gerade hier der Anteil der Atmosphärilien und des Meeres an der Abtragung stark umstritten ist. Sie gehen über das, was ich in der Literatur[1]) von solchen chemisch-geologischen Vorgängen angegeben finde, insofern hinaus, als sich hier sehr verschiedenartige Beobachtungen ergänzen und zu einem einheitlichen Bilde zusammenfügen. Besonders aber läßt der Schichtenverband, in dem wir die durch Verwitterung veränderten Gesteine vorfinden, wie wir sehen werden, bestimmte Rückschlüsse auf die Zeit der subaerischen Abtragung zu.

Unter den in Betracht kommenden Erscheinungen werde ich im folgenden die tiefgründige chemische Zersetzung unterdevonischer Grauwacken und Tonschiefer, Auslaugungserscheinungen im mitteldevonischen Massenkalk sowie endlich die Oxydations- und Cementationszone paläozoischer Erzgänge behandeln:

Eine überaus tiefgehende Verwitterung sandig-schiefriger Gesteine des Unterdevons, von Tonschiefern, Grauwacken, Sandsteinen und sogar von Quarziten, ist aus dem Rheinischen Schiefergebige in neuerer Zeit von einer Reihe von Orten beschrieben worden. Die Tendenz der rein chemischen Zersetzung ist darauf gerichtet gewesen, alle löslichen Stoffe fortzuführen und als Endprodukte der Verwitterung allein Kieselsäure und Ton zurückzulassen. Die Vertonung geht naturgemäß an verschiedenen Stellen, je nach der Art der zersetzenden Stoffe und je nach der Beschaffenheit des Gesteines, sehr verschieden weit; vielfach ist die ursprüngliche

[1]) U. a. weist E. Kaiser in mehreren seiner Veröffentlichungen, wenn auch in aller Kürze, auf eine tiefgründige Verwitterung des Rheinischen Schiefergebirges in tertiärer Zeit hin, ebenso E. Philippi (Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Diese Zeitschr. **62**, 1910, S. 305) für das Thüringische Schiefergebirge.

Struktur des Gesteins noch gut sichtbar, und festere Gesteinsbrocken sind nicht selten erhalten. In anderen, sehr häufigen Fällen aber ist die Schichtung und Klüftung vollständig verloren gegangen, und es scheint ein homogener, ungeschichteter Ton anzustehen.

Durch E. KAISER lernte ich vor Jahren auf einer gemeinsamen Begehung einen solchen Ton in einer Grube der Gegend von Linz kennen; seine Zugehörigkeit zum Devon verriet sich eben nur an einem dünnen, den Ton steil durchsetzenden Quarzgang, der in einem tertiären Ton bekanntlich ausgeschlossen wäre.

Ähnlich beschreibt SCHNEIDERHÖHN[1]) eine „Sandgrube" im Westerwalde, in der ein mit einigen Tonschieferbänken wechsellagernder Quarzit zu einem zerreiblichen Quarzsand mit tonigen Zwischenlagen zersetzt, als devonisch aber an einigen quer hindurchsetzenden Quarztrümern zu erkennen ist.

Im übrigen sei auf die anschauliche Schilderung der Erscheinung durch H. RAUFF[2]) aus dem Laacher See-Gebiet und durch A. FUCHS[3]), der sie ebenso wie W. WOLFF[4]) nahe dem Nordrande des Schiefergebirges eingehend studiert hat, verwiesen.

Als eine Folge dieser tiefgründigen chemischen Verwitterung und damit als ein indirekter Beweis für sie ist hier auch im Anschluß an E. KAISER[5]) die Kalkarmut und das vollständige Vorherrschen der überwiegend von zerstörten rheinischen Quarzgängen herrührenden Milchquarzgerölle in den „Quarzigen Liegenden Schichten" und in den pliocänen Kieseloolithschottern zu nennen.

Sodann betone ich, daß unter dem, was in der Literatur als „Tonige Liegende Schichten" des Siebengebirges beschrieben

---

[1]) H. SCHNEIDERHÖHN: Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestlichen Westerwalde. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1909, Bd. 30, II, S. 251.

[2]) H. RAUFF, E. KAISER, G. FLIEGEL: Bericht über die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Coblenz, August 1906. Diese Zeitschr. 1906, Monatsber. S. 267.

[3]) A. FUCHS: Erläuterungen zu Blatt Rheinbach der geologischen Karte von Preußen, Lief. 144, Berlin 1910, S. 16.

[4]) W. WOLFF: Erläuterungen zu Blatt Euskirchen der geologischen Karte von Preußen, Lief. 144, Berlin 1910, S. 22. — Ders.: Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium am Niederrhein. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1904, Bd. 25, Berlin 1905, S. 550.

[5]) E. KAISER: Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1907, Bd. 28, Berlin, S. 89.

ist, manches sicher nicht Tertiär, sondern tiefgründig verwittertes Devon ist. Bezeichnend sind in dieser Hinsicht[1]) die Aufschlüsse in den großen Quarzitgruben von Lannesdorf bei Mehlem. Bei einem Besuch im Sommer 1912 sah ich hier in einer der größten Gruben ein wohl 15 m mächtiges Lager von feuerfestem, d. h. eisenarmen Ton im Abbau, das zwar im allgemeinen frei von festen Gesteinsbrocken war, aber doch eben noch die mit etwa 70° einfallenden Schichten des in situ befindlichen Unterdevons erkennen ließ. Das ganze ist ungleichförmig von horizontal liegendem, tertiärem Quarzit, teils Kieselsandstein, teils Kieselkonglomerat, überlagert; darüber folgt Trachyttuff. Der Quarzit bildet also nach der von LASPEYRES aufgestellten Nomenklatur die „Quarzigen Liegenden Schichten", während der darunter folgende feuerfeste Ton die Position der Tonigen Liegenden Schichten einnimmt, obwohl er nicht Tertiär, sondern Devon ist.

Da der Trachyttuff an die Grenze von Oligocän und Miocän zu stellen ist, der Quarzit aber zur Vallendarer Stufe, also zum Oberoligocän, gehört, so lernen wir hier einen Fall kennen, in dem der allgemein in die Tertiärzeit verlegte Vorgang tiefer chemischer Verwitterung zeitlich genauer zu umgrenzen ist: Die Vertonung der devonischen Schichten hat spätestens mit der Überdeckung durch oberoligocäne Flußkiese und -sande ihr Ende gefunden. Das Rheinische Schiefergebirge ist in der vorangehenden Zeit Festland gewesen. Seine Abtragung geschah, wie die tiefreichende, unter günstigen Umständen lokal erhaltene Verwitterungsdecke zeigt, subaerisch.

Ähnliche Verhältnisse offenbaren sich im südöstlichen Randgebiet des Schiefergebirges, denn nach KAISER und MEYER[2]) werden im Vogelsberg derartig tief zersetzte ältere Gesteine von Basalt überlagert. —

Als ein weiteres Zeichen chemischer Tiefenverwitterung sind sodann Auslaugungserscheinungen in mitteldevonischem Massenkalk zu besprechen:

Es ist bekannt, daß im rechtsrheinischen Massenkalk des Bergischen und des Sauerlandes Höhlen keine Seltenheit sind, und daß eine große Zahl der im Laufe der Jahre in diesem Gebiet gemachten Funde diluvialer Säugetiere aus solchen Höhlungen und aus erweiterten Klüften des Kalksteines

[1]) H. LASPEYRES: Das Siebengebirge am Rhein. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. 57, 1910, S. 530.

[2]) E. KAISER u. H. L. F. MEYER: Der Untergrund des Vogelsberges. Niederrhein. geol. Verein 1913, S. 38.

stammen. Sie scheiden, weil ihre Entstehung in zahlreichen Fällen sichtlich mit dem Prozeß der quartären Talbildung in Beziehung steht, bei unserer Betrachtung aus. Auch die Fundgrotte des Neandertaler Menschen bietet nichts Besonderes. Der Versuch, sie ins Tertiär zu versetzen, war ein Versuch mit untauglichen Mitteln, den H. RAUFF[1]) seinerzeit treffend widerlegt hat.

Auch den Fund von Cetaceenknochen in einer Spalte des Massenkalkes von Iserlohn, über den H. LOTZ[2]) berichtet hat, und den ich geneigt bin, auf marines Oberoligocän zu beziehen, beweist nicht ohne weiteres die Ausfüllung alttertiärer Auslaugungstrichter durch oligocäne Meeresablagerungen; denn die betr. Schichten sind allem Anschein nach über dem Kalkstein ausgebreitet gewesen und in die später ausgelaugten Hohlräume hinabgestürzt oder eingeschwemmt worden.

Leider läßt sich auch das Vorkommen von Septarienton auf dem Kohlenkalk von Ratingen[3]) nach den dürftigen Angaben in der Literatur so lange nicht in dieser Richtung verwerten, als nicht neue Aufschlüsse den Ton in situ in Dolinen des Kohlenkalkes zeigen.

Dagegen konnte ich in der Gladbacher Kalkmulde im Osten von Köln Beobachtungen machen, die für die genauere zeitliche Festlegung der besprochenen Umwandlungsvorgänge von Bedeutung sind:

In den in seiner Hauptmasse dem westfälischen Massenkalk äquivalenten Gladbacher („Paffrather") Kalk sind allenthalben von jüngeren Ablagerungen erfüllte rinnenförmige Vertiefungen, Trichter und Schlotten eingesenkt, die in dem höhergelegenen, östlichen Teil der Mulde mehr vereinzelt auftreten, näher am Rheintal sich aber zu so ausgedehnten wannenförmigen Hohlformen zusammenschließen, daß der Kalkstein nur in vereinzelten Buckeln aus der Decke jüngerer Ablagerungen hervortaucht.

Alle diese Hohlformen sind meist auch dort, wo oberflächlich quartäre Bildungen, Dünensand oder Terrassenkiese, verbreitet sind, von tertiären Ablagerungen, nämlich von Quarzkies, Quarzsand oder von Ton, erfüllt.

Auch Braunkohlen treten darin auf, in einigen engen Trichtern bei ganz geringer Flächenausdehnung 20—30 m

[1]) H. RAUFF: Über die Altersbestimmung des Neandertaler Menschen. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. **60**, 1903, S. 32.

[2]) H. LOTZ: Uber marines Tertiär im Sauerlande. Diese Zeitschr. **54**, 1902, Mon.-Ber. S. 74.

[3]) v. DECHEN: Rheinland-Westfalen, II, S. 671.

mächtig, in größerer Verbreitung, jedoch nur wenige Meter stark, innerhalb der weiten, in den Massenkalk eingesenkten Wannen. Leider fehlen hierin zurzeit alle Aufschlüsse.

In verschiedenen kleineren, nicht tiefen Auslaugungstrichtern, die ich sah, kann von einer bestimmten Schichtfolge nicht die Rede sein. Die einzelnen Bildungen lösen sich wirr ab, und die Schichten sind in mannigfacher Weise gestört, wie man es nicht anders erwarten kann, wenn die Auslaugung des unterlagernden Massenkalkes gleich alt oder jünger als die Sedimentation ist.

Eine besondere Bedeutung haben demgegenüber die großen Aufschlüsse an der Flora zwischen Bergisch-Gladbach und Paffrath. Hier ist links (südwestlich) der Straße der bis zu ihrem Niveau heraufreichende Massenkalk seinerzeit in ausgedehnten Gruben abgebaut worden. Rechts der Straße ist er an einigen Stellen ebenfalls noch sichtbar, um unvermittelt an tertiärem Sande abzuschneiden — die mit etwa 70° einfallende Anlagerungsfläche ist sehr schön aufgeschlossen; erst am Grunde der hier in Betrieb befindlichen zahlreichen tiefen Sand- und Tongruben kommt der Kalkstein da und dort von neuem zum Vorschein. Da er auf der drübigen Seite wieder in der normalen Höhenlage auftritt, handelt es sich um eine tiefe und dabei sehr ausgedehnte Doline, in deren im übrigen horizontaler Sohle einige beim Abbau freigelegte Rippen von Kalkstein etwas höher emporragen.

Die Auskleidung des Trichters wird durch graue, tiefdunkle bis schwarze Tone ohne sichtbare Schichtung gebildet; hin und wieder führen sie verkieselte Steinkerne von *Stringocephalus Burtini*. Ihre Mächtigkeit ist, da das Liegende meist nicht erreicht ist, unbekannt; an einigen Stellen haben sie 5 m. Sie sind jedenfalls als die in den Senken des Geländes zusammengeschwemmten, fast noch in situ befindlichen Auslaugungsrückstände des Massenkalkes aufzufassen.

In mehreren Aufschlüssen folgt über ihnen ein 3—5 m starker, rötlich violetter, toniger Feinsand, wobei die Schichtung deutlich sichtbar wird. Ton- und Sandschichten sind stark gestört, schräg gestellt, auch mehrfach von Klüften durchsetzt, die vom Hangenden her mit Kies erfüllt sind.

Mit scharfer, schwach welliger und dabei fast horizontaler Grenze folgt nach oben zu eine rund 10 m mächtige Quarzsandstufe. Sie besteht aus weißem bis gelblichem und dann eisenschüssigem, schwach glimmerigem Quarzsand, zeigt an der Basis ein bis zu 1 m starkes Brandungsgeröll, weiter oben ein oder mehrere dem Sand eingelagerte Bänkchen von Quarz-

kies mit löcherigen Feuersteingeröllen, und weiter im Hangenden eine muschelführende Sandschicht mit bezeichnenden **oberoligocänen Formen.**

Die Auflagerung auf der unteren Stufe ist dort, wo diese, wie beschrieben, aus tonigen und sandigen Schichten besteht, die Lagerungsverhältnisse also klar sind, deutlich diskordant.

Hinsichtlich der Lagerungsform des Oberoligocäns ist besonders bemerkenswert, daß dieses zwar in einigen Gruben nicht frei von Störungen ist, so daß hier die Auslaugung des Kalksteins auch nach seiner Ablagerung noch weiter fortgeschritten ist; gerade in denjenigen Gruben aber, wo die ungleichförmige Auflagerung unverkennbar ist, liegt es völlig söhlig und ungestört.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß die durch Sickerwasser bewirkte Auslaugung des Massenkalkes von Bergisch-Gladbach zu einem erheblichen Teile nicht ein der Talbildung parallel sich vollziehender, bis in die Gegenwart anhaltender Vorgang ist, sondern vielmehr in die Zeit vor der Ablagerung des marinen Oberoligocäns zu versetzen ist. Berücksichtigen wir dabei, welche erheblichen Kalksteinmassen abgetragen werden mußten, ehe das Tiefste der Auslaugungstrichter mit Ton von einiger Mächtigkeit erfüllt sein konnte, so erscheinen die nacholigocänen Auswaschungen, die sich an einer Anzahl von Stellen in örtlichen Schichtenstörungen der oligocänen Sande andeuten, als Nachklänge jenes großartigeren Vorganges: Die Auswaschung war zur Zeit der oberoligocänen Meerestransgression großenteils beendet.

Sie fiel zeitlich genau mit der besprochenen Vertonung unterdevonischer Schichten zusammen; denn die verkieselten Sandsteine und Kiese der Vallendarfer Stufe, die dort die vertonten Grauwacken überdecken, entsprechen völlig[1]) den Geröllagen, die hier in den Meeressand eingeschwemmt sind. Demnach haben wir einen weiteren Beweis dafür, daß im Rheinischen Schiefergebirge **eine Periode subaerischer Abtragung vor der oberoligocänen Zeit herrschte.**

Auch im Massenkalk von Elberfeld treten derartig tiefe Auslaugungstrichter auf. Der sie im wesentlichen füllende Quarzsand muß aber mit hoher Wahrscheinlichkeit zum Mittelmiocän gestellt werden, da er Lagen von ausgezeichnet gerollten

[1]) G. FLIEGEL: Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. Diese Zeitschr. **63**, 1911, Mon.-Ber. S. *520*.

„Feuersteineiern“ führt, und auch E. WALDSCHMIDT[1]) bei seiner Beschreibung keine Funde oligocäner Versteinerungen erwähnt. Diese Dolinen lassen also bei der Ermittelung der Entstehungszeit einen weiten Spielraum. Die WALDSCHMIDTsche Vermutung eines eocänen Alters der „Dolinenlandschaft“ wird jetzt aber durch meine Beobachtungen bei Bergisch-Gladbach (siehe unten, S. *401*) im wesentlichen bestätigt. —

Weitere Schlüsse, die über dieses Ergebnis hinausgehen, gestattet die Umwandlungszone rheinischer Erzgänge, wenn wir ihre Lage zum Grundwasserspiegel berücksichtigen.

Bekanntlich erreicht die Oxydationszone nach der Tiefe zu dort ihr Ende, wo das Grundwasser das tiefere Niedersinken der oxydierenden und auslaugenden Sickerwasser unmöglich macht. Der Grundwasserspiegel gilt dabei im allgemeinen als die untere Grenze der Oxydationszone. In ihr angereicherte Erze setzen unter ihn erfahrungsgemäß oft nicht hinab. Vorratsberechnungen, bei denen solche sekundären Erzanreicherungen zu berücksichtigen sind, müssen vorsichtigerweise den Grundwasserspiegel als die untere Grenze der Oxydations- und Cementationszone betrachten, wobei der Begriff „Grundwasserspiegel“ allerdings nicht gar zu wörtlich genommen werden darf. Er wird sich hier ungefähr mit dem Niveau der benachbarten Täler decken, da die niedersinkenden Wässer ihren Sauerstoff- und Kohlensäuregehalt in dieser Tiefe im allgemeinen abgegeben haben werden.

Daß diese Anschauungen nicht allgemeine Gültigkeit haben, zeigen nun Beobachtungen in einigen unserer besterforschten Erzbergbaugebiete, wo die Oxydationszone vom Grundwasserspiegel unabhängig ist, indem sie zwar gelegentlich in ganz geringer Tiefe endet, an anderen Stellen und selbst bei unmittelbar benachbarten Vorkommen aber bis tief unter die von den Sickerwassern durchflossene äußerste Haut der Erdrinde hinabreicht.

BORNHARDT[2]) ist in seinem klassischen Werk über die Siegener Eisensteingänge diesen Verhältnissen näher nach-

[1]) E. WALDSCHMIDT: Dolinen im mitteldevonischen Kalk bei Elberfeld. Jahresber. des Naturwissenschaftl. Vereins in Elberfeld, H. 10, 1903.

[2]) W. BORNHARDT: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. — Teil I: Archiv für Lagerstättenforschung, H. 2, Berlin 1910, S. 266—308; Teil II, ebenda, H. 8, 1912, S. 428—433.

Derselbe: Die Erzvorkommen des Rheinischen Schiefergebirges. Metall und Erz, 1912/13, H. 1. — Vgl. auch über ähnliche Beobachtungen an anderen Orten: STELZNER-BERGEAT: Erzlagerstätten, 1905/06, S. 543—44.

gegangen. Er führt eine überraschend große Zahl von Fällen aus dem Siegerlande und dessen weiterer Umgebung an, die alle das gemein haben, daß Spateisenstein nicht nur in derben Brauneisenstein, sondern auch in Braunen Glaskopf umgewandelt ist, der als rindenartiger Überzug oder als Füllung in den den derben Brauneisenstein unterbrechenden Hohlräumen in tropfsteinähnlichen Massen auftritt.

Am auffälligsten ist in dieser Hinsicht das von ihm angeführte Beispiel der Grube Friedrichssegen bei Ems, wo bis zu 550 m unter dem Ausgehenden (= 380 m unter Stollensohle = 265 m unter dem Spiegel der Lahn bei Ems) noch Brauneisenstein in stalaktitischer Form in der ganzen Gangmächtigkeit und auf große streichende Erstreckung ansteht.

Auch Grube Bollnbach bei Herdorf ist sehr bemerkenswert: Auf der 357 m-Sohle tritt noch viel Brauneisenstein von tropfsteinähnlicher Form auf; auf der 397 m-Sohle ist er zwar zu Ende, sie weist aber zahlreiche ausgelaugte Hohlräume im Spateisenstein auf.

Da diese tropfsteinähnlichen Brauneisensteine, wie BORNHARDT betont, nur aus verdunstenden Sickerwassern, also in lufterfüllten Hohlräumen, ausgeschieden sein können, muß der benachbarte Teil des Gebirges s. Z. über dem Grundwasserspiegel gelegen haben und kann erst nach der Entstehung der mächtigen Umwandlungszone in das heutige tiefe Niveau herabgesunken sein. Zu demselben Schluß führt das vielfach — wie z. B. auf Grube Bollnbach — beobachtete Vorkommen von Auslaugungsräumen in einer unter der Oxydationszone folgenden Auslaugungsregion: Sickerwasser haben beim Durchwandern der oberen Gangteufen ihren Sauerstoff in der Oxydationszone abgegeben, können daher in größerer Tiefe nicht mehr oxydierend, sondern nur noch auflösend wirken, zumal wenn sie Kohlensäure aufgenommen haben. —

Im Aachener Bezirk sind die sulfidischen Blei- und Zinkerze bekanntlich im allgemeinen an den Kohlenkalk gebunden. Die erzreichen Lösungen sind auf den Querspalten zugewandert und haben sich an diesen sowie von ihnen ausgehend entlang den begrenzenden sandig-schiefrigen Schichten des Oberdevons und des Produktiven Carbons an die Stelle des Kalksteins gesetzt. Sie füllen dabei vielfach Hohlräume im Kalkstein aus, und zeigen durch ihren schaligen Bau („Schalenblende“) und durch ihre tropfsteinähnlichen Formen, daß sie aus verdunstenden Lösungen ausgeschieden worden sind.

BORNHARDT[1]) schreibt in dieser Hinsicht: „Zugleich geht aus den Nachrichten hervor, daß ein erheblicher Teil des Erzinhaltes bis in die größten, durch den Bergbau erreichten Teufen, die z. T. auf Hunderte von Metern unter den natürlichen Grundwasserstand hinabgehen" — bei Grube Schmalgraf und Diepenlinchen bis zu 175 und 250 m —, „schaligen Bau und stalaktitische Formen aufweist, woraus mit Sicherheit zu schließen ist, daß zum mindesten dieser Teil der Erze in offenen Hohlräumen oberhalb des Grundwasserspiegels aus niedersickernden und niedertröpfelnden Wassern ausgeschieden worden ist. Während in den oberen Teufen der Vorkommen Galmei vorherrscht, finden sich beim tieferen Niedergehen nur sulfidische Erze, die großenteils aus einem lagenförmigen Wechsel von Schalenblende, Bleiglanz und Markasit bestehen."

Wir kommen demnach für den Aachener Bezirk aus der Lage dieser „Cementationszone" zum Grundwasser zu dem gleichen Ergebnis wie vorher für das Siegerland: Das Gebirge muß nachträglich in das jetzige tiefe Niveau versenkt worden sein.

Herrn BORNHARDT verdanke ich sodann den Hinweis, daß die ebenfalls an Kalkstein gebundenen Blei- und Zinkerzvorkommen von Schwelm, Brilon und Iserlohn nicht nur ganz den gleichen, wesentlich durch Galmei und vor allem durch Schalenblende bezeichneten Lagerstättentypus darstellen, sondern ebenfalls eine heut tief im Grundwasser liegende Cementationszone besitzen. So haben die auflässigen Iserlohner Gruben seinerzeit Teufen von 150—180 m erreicht.

Da der Grundwasserspiegel von der Tiefe der Täler und damit letzten Ortes von der Erhebung des Gebirges über dem Meeresspiegel abhängt, so ergibt sich der Schluß, daß alle die genannten Gebiete sich einst in relativ größerer Meereshöhe befunden haben. BORNHARDT nimmt an, daß die betreffenden Ganggebiete in einer bestimmten Epoche der geologischen Vergangenheit zufolge gebirgsbildender Vorgänge eine höhere Lage, als Horste emporragend, eingenommen haben, so daß die hierin aufsetzenden Gänge im Gegensatz zu anderen bis zu ungewöhnlicher Tiefe von den Sickerwassern oxydiert und umgewandelt werden konnten.

Er legt dabei — sicherlich mit Recht — besonderen Wert darauf, daß das Land gebirgig war, weil es nur in einer zertalten Gebirgslandschaft denkbar ist, daß die Niederschläge, bevor sie in den tief eingeschnittenen Tälern als

[1]) W. BORNHARDT: a. a. O., Teil II, S. 194.

Quellen wieder austreten, bis zu großer Tiefe in den zwischen den Tälern hoch aufragenden Gebirgsrücken versickern und die Erzgänge umwandeln. Dabei ist er geneigt, die gebirgsbildenden Vorgänge mit der jüngsten Gruppe der Störungen DENCKMANNs, mit den meridionalen Brüchen, in ursächlichen und zeitlichen Zusammenhang zu bringen.

Diese Vorstellung schließt naturgemäß die weitere nicht aus, daß sich das Festland als Ganzes relativ gehoben hat; ja diese Annahme erscheint mir bei der großen Verbreitung der Erscheinung und auch deshalb notwendig, weil tief eingeschnittene Täler ja immer erst — wenn auch tektonisch bedingt — durch die Erosion des fließenden Wassers geschaffen werden. Dazu aber ist wieder ein beträchtlicher Höhenunterschied zwischen Festland und Meer Voraussetzung.

Wir gelangen damit zu der Vermutung, daß die an einer großen Anzahl rheinischer Erzgänge beobachtete tiefreichende Umwandlungszone eine gemeinsame Eigenschaft aller Gänge war, die dort durch spätere Abtragung wieder verschwunden ist, wo einzelne Schollen in einer nachfolgenden Periode sinkenden Festlandes in der Senkung zurückgeblieben sind. Wir müssen also mit dem Vorhandensein bzw. der Entstehung eines Gebirges in älterer Zeit und mit einer nachfolgenden Senkungsperiode rechnen.

Suchen wir diese tektonischen Vorgänge zeitlich festzulegen, so sind zunächst die diesbezüglichen Angaben von KLOCKMANN und besonders von BORNHARDT von Bedeutung.

Ersterer[1]) spricht für die Erzvorkommen der Aachener Gegend in sehr vorsichtiger Weise „der mit der Tertiärzeit hervortretenden Schaffung der heutigen Oberflächen- und Grundwasserverhältnisse einen wesentlichen Einfluß auf die Umgestaltung und Umformung der Lagerstätten" zu.

BORNHARDT[2]) kommt für die tiefreichende Oxydationszone der Siegerländer Gänge und für die Cementationszone der Aachen-Briloner Erze zu einer gleichzeitigen Entstehung „in weiter zurückliegender, spätestens tertiärer Zeit". Von entscheidender Bedeutung ist dabei die Tatsache, daß tertiärer Basalt an der damals schon vorhandenen Brauneisenzone von Spateisensteingängen Kontaktwirkungen hervorgerufen hat.

Speziell hinsichtlich der Cementationszone der Blei-Zinkerzvorkommen in den Massenkalkgebieten ist die andere von

[1]) F. KLOCKMANN: Die Erzlagerstätten der Gegend von Aachen. Festschr. XI. Allgem. Deutsch. Bergmannstag zu Aachen. Berlin 1910. II, S. 15.

[2]) W. BORNHARDT: a. a. O., I, S. 307, II, S. 169.

ihm angeführte[1]), seinerzeit von v. HUENE[2]) veröffentlichte Beobachtung sehr wichtig, daß sich in den Dolinen des Massenkalkes von Bergisch-Gladbach, und zwar im Felde Humboldt, scharfkantige Stücke von Schalenblende, Bleiglanz und Schwefelkies in braunkohleführendem Letten gefunden haben, woraus geschlossen wird, daß die Cementationszone, aus der diese Bruchstücke stammen, schon „vor Ablagerung der niederrheinischen Braunkohlenformation“ vorhanden gewesen ist.

Man wird diesen Ausführungen insofern beistimmen müssen, als die von v. HUENE beobachteten Vorkommen von traubiger und drusiger Schalenblende und von Galmei beweisen — obwohl etwas derartiges in diesem Gebiet anscheinend nie wieder beobachtet worden ist —, daß im Bereich der Gladbacher Kalkmulde Erze von dem beschriebenen Aachen-Briloner Typus angestanden haben und bis auf die bescheidenen, ins Tertiär verschwemmten Bruchstücke bei der allgemeinen Abtragung des Gebirges zerstört worden sind. Ebenso steht dann fest, daß die ehemals vorhanden gewesene Cementationszone dieser Erze älter als die Braunkohlen von Gladbach sein muß, die allerdings mit der untermiocänen Braunkohlenformation des Niederrheins nicht ganz identisch sind.

Bei dem Mangel an Aufschlüssen ist das Alter dieser Braunkohlen bisher nicht so einwandfrei zu klären gewesen, wie ich es wohl wünschte. Ich halte sie vorläufig für das Äquivalent der marinen Schichten des Oberoligocäns[3]) und lasse offen, ob und wie weit ihre Bildung noch ins Miocän hineinreicht.

Jedenfalls decken sich die BORNHARDTschen Schlußfolgerungen hinsichtlich der Zeit, in der die Cementationszone spätestens entstanden sein muß, völlig mit dem Ergebnis, zu dem ich oben hinsichtlich des Alters der Dolinen gekommen bin, in denen die Bruchstücke von Schalenblende gefunden worden sind. Eine wesentlich engere Umgrenzung der Zeit könnte sich allerdings dann ergeben, wenn sich etwa herausstellen sollte, daß die tiefen Letten ebenfalls bereits Braunkohlen führen.

Im folgenden soll nun dem Alter der Erscheinung auf einem anderen Wege nachgegangen werden, indem wir die

[1]) W. BORNHARDT: a. a. O., II, S. 195.

[2]) v. HUENE: Das Vorkommen von Galmei, Blende, Bleierz, Schwefelkies und Braunkohle bei Bergisch-Gladbach. Diese Zeitschr. 4, 1852, S. 571.

[3]) G. FLIEGEL: Aufnahmebericht zu den Blättern Mülheim a. Rh. und Hitdorf im Jahre 1911. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1911.

Auffassung von einer Hebungs- und einer nachfolgenden Senkungsperiode des Schiefergebirges in das Bild hineinzubringen versuchen, das wir uns aus anderen geologischen Erwägungen heraus von der Entstehung des Rheinischen Schiefergebirges machen. Da ergibt sich, daß sie jedenfalls nicht in die jüngere geologische Vergangenheit hinein paßt, für die die Entwicklung des Schiefergebirges in zufriedenstellender Weise geklärt ist, in das Jungtertiär und das Quartär:

Am Ausgange der Oligocänzeit war das Rheinische Schiefergebirge ein erloschenes Gebirge, das zwar die intensive varistische Faltung in seinem inneren Bau bewahrt hat, den Namen eines Gebirges aber morphologisch nicht mehr verdient. Denn nur als flacher Schild tauchte es mit sanftem Anstieg aus dem Nordmeer empor, um ebenso flach zu dem Meerbusen des Mainzer Beckens abzufallen. Das Gebirge war fast bis zum Niveau des Meeres eingeebnet.

Mit dem in der Miocänzeit einsetzenden Meeresrückzug nach Norden und der gleichzeitig beginnenden Aussüßung des Mainzer Beckens wächst das Schiefergebirge allmählich höher aus dem Meere heraus und wird zu dem Horstgebirge, als welches wir es heut vor uns sehen. Dabei lehrt uns der Prozeß der Talbildung, der für den Rhein durch zahlreiche Einzeluntersuchungen vom Beginn der Pliocänzeit an fortlaufend bis zur Gegenwart verfolgt worden ist, daß in der Heraushebung des Gebirges wohl Ruhepausen zu beobachten sind, nirgends aber eine Umkehr ins Gegenteil: Der gegenwärtige Zustand ist der Höhepunkt dieser Entwicklung.

Für ein Absinken des ganzen oder derjenigen Teilgebiete des Schiefergebirges, in denen Erzgänge mit einer besonders mächtigen Umwandlungszone aufsetzen, in ein Hunderte von Metern tieferes Niveau, fehlt daher in der geologischen Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges im Jungtertiär und im Quartär ganz und gar der Raum, weil ja die Heraushebung bis in die Gegenwart hineinreicht.

Wir kommen aus diesen allgemeinen Betrachtungen über die geologische Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges heraus zu der Überzeugung, daß die heut unter dem Grundwasser liegende Umwandlungszone solcher Erzgänge vor der im Miocän einsetzenden großen Hebungsperiode entstanden ist und auch vor dieser Zeit bereits ins Grundwasser versenkt war.

Dieses Ergebnis deckt sich völlig mit der oben festgestellten Tatsache, daß die Periode tiefreichender chemischer Verwitterung der sandig-schiefrigen Gesteine des Paläozoicums

und intensiver Auslaugung des Massenkalkes spätestens im Oligocän ihr Ende fand.

Wir werden daher geneigt sein, alle diese chemisch-geologischen Vorgänge als eine einheitliche Erscheinung zu betrachten, und werden sie in dieselbe Periode der geologischen Vergangenheit versetzen. Die scheinbar so verschiedenen Äußerungen der atmosphärischen Einwirkung beruhen im Grunde genommen nur auf den Unterschieden der betroffenen Gesteine, sowie darauf, daß bei den Erzgängen die Zerklüftung und Zerrüttung des Gebirges, wie wir mit BORNHARDT annehmen, die Wasser in größere Tiefen versickern ließ, so daß hier die chemische Umwandlung nach der Tiefe zu gleichsam vorauseilen konnte.

Hat diese Periode spätestens im Oligocän ihr Ende gefunden, so ist damit doch noch keine befriedigende positive stratigraphische Festlegung gegeben. Durch die folgende Überlegung wollen wir ihr näherzukommen suchen:

In der Mehrzahl der Fälle ist zweifellos jede Spur der ursprünglichen Verwitterungsdecke — zu ihr gehört ja auch die Umwandlungszone der Erzgänge — durch die Abtragung während der jungtertiären und quartären Zeit wieder ausgelöscht worden. Zu ihrer Erhaltung ist, abgesehen von anderen günstigen Umständen, in jedem Falle erste Vorbedingung, daß die tiefgründig verwitterten Gebirgsteile in der Zeit der oligocänen Meerestransgression unter den Meeresspiegel oder wenigstens unter das Niveau des schützenden Grundwasserspiegels versenkt worden sind. Die Vorgänge chemisch-geologischer Umwandlung selbst sind daher in eine noch vor der Transgression liegende ältere Zeit su versetzen.

Diese oligocäne Transgression[1]) nimmt bekanntlich, wie im übrigen Norddeutschland, so auch am Rhein bereits im Mitteloligocän ihren Anfang. Sie macht sich in gleicher Weise in der Gegend von Aachen, also am Nordabfall des Hohen Venns bzw. der Ardennen, in der Niederrheinischen Bucht und im rechtsrheinischen Gebiet bemerkbar und ergreift sogar das südliche und südöstliche Randgebiet des Schiefergebirges, da hier der Septarienton aus der Kasseler Gegend bis ins Mainzer Becken reicht.

Leider haben wir, wie ich anderweitig[1]) ausführlich dargelegt habe, bisher kein genügend klares Bild von den Wan-

[1]) G. FLIEGEL: Die Beziehungen zwischen dem marinen und continentalen Tertiär usw., a. a. O.

derungen, die die Küstenlinie in der Nachbarschaft des Rheinischen Schiefergebirges im Unteroligocän, im Eocän und Paleocän durchgemacht hat. Alles in allem ist es bei **wesentlich geringerer Meeresausdehnung** das Bild eines wiederholten Vordringens und Zurückweichens. Denn braunkohleführende Schichten sind neben marinen Ablagerungen und Brandungsgeröllen in verschiedenen Stufen des ältesten Tertiärs am Niederrhein nachgewiesen. Das Rheinische Schiefergebirge ist in dieser Zeit Festland gewesen und hat wesentlich höher über den Meeresspiegel aufgeragt als nach Beginn der mitteloligocänen Transgression.

Die **beschriebenen chemisch-geologischen Vorgänge müssen also, wie wir nunmehr aussprechen können, mindestens bis ins älteste Tertiär, ins Eocän und Paleocän, zurückverlegt werden, wobei der Anfangspunkt der Erscheinung noch offen ist.** In dieser Hinsicht ist folgendes zu beachten: Die Umwandlungszone ist bisher bei den Erzgängen bis zu rund 500 m Tiefe nachgewiesen, und man muß annehmen, daß die oberen Gangteufen nach erfolgter Umwandlung in demselben Maße wie das Gebirge selbst bereits wieder abgetragen worden sind. In gleicher Weise können wir die heutigen Auslaugungstrichter des Massenkalkes nur als eine Resterscheinung sehr viel größerer Vorgänge ansehen. Dadurch wird es möglich, daß die Entstehung vielleicht bereits vor der Tertiärzeit ihren Anfang genommen hat.

Nun kennen wir nahe dem Nordrande des Schiefergebirges von mesozoischen Ablagerungen nur solche der Trias und des Lias sowie des Senons. Die die Trichter des Massenkalkes von Bergisch-Gladbach füllenden oberoligocänen Sande führen in ihren Geröllagen löcherige, nur wenig transportierte und daher aus nicht großer Entfernung eingeschwemmte Feuersteingerölle, die mir die ehemalige Verbreitung senoner Schichten von Belgien und Aachen her bis über Köln hinaus zu erweisen scheinen. Das Fehlen anstehender Kreide in den Massenkalktrichtern, das wir bisher annehmen müssen, ist dann so zu deuten, daß die Auslaugungserscheinungen jünger, d. h. erst nach Abtragung des Senons[1]), entstanden sind.

[1]) Über das Vorkommen von Galmei und Schalenblende bei Blankenroda, unweit Stadtberge, in cenomanem Pläner, und das sich daraus möglicherweise ergebende nachcenomane Alter der Umwandlung der Erzgänge siehe BORNHARDT, a. a. O., Teil II, S. 197.

Die in den Dolinen im Liegenden des Oberoligocäns auftretenden Tone und Sande gehören dann ins Eocän[1]), und die Periode tiefer chemischer Verwitterung steht in engem Zusammenhang mit der erneuten Hebungszeit des Schiefergebirges, die mit dem allgemeinen Meeresrückzug am Ende der Kreidezeit einsetzt.

Ich trage jedoch vorläufig noch Bedenken, in diesem Ergebnis, das von der Auffassung BORNHARDTs hinsichtlich der Erzgänge wohl kaum abweicht, einen absolut zwingenden Beweis zu sehen, wenngleich ein hoher Grad von Wahrscheinlichkeit vorhanden ist.

Bei der endgültigen Stellungnahme spielt, solange keine neuen tatsächlichen Beobachtungen vorliegen, die Vorstellung eine Rolle mit, die man sich von dem Zustande des Schiefergebirges in mesozoischer Zeit macht. Die Rheinische Masse ist an ihrem Rande und in einem bestimmten Teilgebiete, dem Westeifeler Graben, vom Trias- und Liasmeere, bedeckt gewesen: es ist aber keineswegs feststehend[2]), daß diese Meeresbedeckung sich über das ganze Schiefergebirge erstreckt hat. Jedenfalls ist dieses in jungmesozoischer Zeit Festland gewesen. Denn die senonen Schichten von Aachen[3]) lassen in ihrer faziellen Entwicklung und ihren speziellen Lagerungsverhältnissen die Schwankungen der in der Nähe liegenden Meeresküste deutlich erkennen. Daß das Meer der Senonzeit nur den äußersten Rand des Schiefergebirges berührte, geht auch daraus hervor, daß die oberoligocänen und pliocänen Kiese, soweit sie innerhalb des Gebirges auftreten, frei von Feuersteingeröllen sind.

Infolge dieser Erwägungen erscheint es immerhin denkbar, daß die Verwitterungsrinde des devonischen Gebirges teilweise vielleicht schon in vorsenoner Zeit zur Ausbildung gelangt ist, und daß die fürs Ende der Kreidezeit und im Alttertiär nachgewiesene Periode tiefer chemischer Verwitterung mit ihren Anfängen weiter ins Mesozoicum zurückreicht. —

Aber noch nach einer anderen Richtung hin eröffnet uns die Beschäftigung mit den erhalten gebliebenen Abtragungs-

---

[1]) Die in den Trichtern des Massenkalkes von Bergisch-Gladbach verbreiteten Brauneisensteine entsprechen demnach stratigraphisch den Bohnerzen des Oberrheingebietes und der Schweiz.

[2]) G. FLIEGEL: Zum Gebirgsbau der Eifel. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. 68, 1911.

[3]) E. HOLZAPFEL: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel usw. Abhandl. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., 66, Berlin, 1910, S. 111.

resten tiefgründiger chemisch-geologischer Vorgänge einen interessanten Ausblick:

Trotz der seit dem Beginn des Miocäns anhaltenden allmählichen Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges sind die Auslaugungserscheinungen im Massenkalk nur stellenweise und jedenfalls nicht beträchtlich weitergeschritten. Ebenso war, wie auch BORNHARDT annimmt, die Umwandlungszone der Siegener Spateisensteingänge schon damals im wesentlichen in ihrer heutigen Ausdehnung vollendet. Daß die chemisch-geologischen Vorgänge in dieser langen Zeit die Umwandlungs- und Auslaugungszonen nicht haben an Mächtigkeit gewinnen lassen, ist aber nicht, wie man zunächst glauben möchte, auf eine dem Weiterwachsen nach der Tiefe entgegenwirkende und sie ausgleichende oberflächliche Abtragung zurückzuführen, sondern hat seine Ursache in einem tatsächlichen **Stillstand dieser Vorgänge**, wie die schon genannten Kontaktwirkungen von tertiärem Basalt an Brauneisenstein zeigen, die tief unten in der Oxydationszone, nur wenig über der unveränderten Spateisensteinzone, beobachtet worden sind[1]. Es ist also eine regional wirkende, andere Ursache für diesen Stillstand der chemischen Verwitterung verantwortlich zu machen, und das kann nur das Klima sein:

Die lebhaft rot-, gelb-, violett-, zum Teil aber auch schneeweißgefärbten[2], immer wieder durch die Reinheit der Farbe ausgezeichneten Verwitterungstone der unterdevonischen Gesteine entstehen unter dem Einfluß unseres heutigen Klimas nicht mehr. Leider sind die chemischen Vorgänge, die zu ihrer Bildung führen, noch gar nicht erforscht, so daß es unmöglich ist, sie in den Einzelheiten zu erklären. Wenn wir aber bedenken, daß sich gleichartige Verwitterungsprodukte allem Anschein nach schon im Miocän, also während eines subtropischen Klimas, nicht mehr bildeten — wir kennen solche Farben nicht aus den Braunkohlentonen —, und daß andererseits heut derartige tiefgründige Verwitterungserscheinungen auf die Tropen beschränkt zu sein scheinen, so kommen wir zu der Annahme, eines erheblich wärmeren und niederschlagsreicheren Klimas, das wohl mit einer üppigen Vegetationsdecke verbunden war, für die Zeit des Alttertiärs.

Diese Folgerung aus chemisch-geologischen Tatsachen steht wiederum in gutem Einklang zu dem, was uns der Charakter

[1] W. BORNHARDT, a. a. O., I., S. 306.

[2] Ähnlich lebhaft, besonders rotgefärbte Tone sind für das Paleocän des Niederrheinischen Tieflandes sehr charakteristisch.

der tertiären Floren lehrt, daß nämlich ein anfänglich tropisches Klima sich im Miocän zu einem subtropischen gemildert hat, um sich im Pliocän noch weiter abzukühlen. —

Ich habe mich im vorstehenden auf solche Verwitterungserscheinungen beschränkt, die einer älteren Periode angehören. Es wäre ein kleines, sie aus dem Jungtertiär und dem Quartär durch die Anführung anderer chemisch-geologischer, ebenfalls durch die Atmosphärilien bedingter Vorgänge, z. B. die tiefe Auslaugung altquartärer Flußkiese oder die Bildung tertiärer Kieselsandsteine und -Konglomerate, zu ergänzen. Die angeführten Beispiele werden aber genügen, um zu zeigen, daß die chemisch-geologischen Erscheinungen für die Erkenntnis der geologischen Entwicklungsgeschichte mancher Gebiete wertvoll sind, zumal wenn sie vermöge des Schichtenverbandes, in dem sie auftreten, stratigraphisch festgelegt werden können.

Neben der Form verdient die Beschaffenheit einer alten Landoberfläche weitgehende Beachtung.

Neueingänge der Bibliothek.

AHLBURG, J.: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. S.-A. aus: Mitteilungen a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Reichsanst., Bd. XX, 7. Budapest 1913.

— Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes. Mit 11 Tafeln und 7 Figuren im Text. Geol. u. paläontol. Abhandlungen. Herausgegeben von J. F. POMPECKJ und Freih. v. HUENE. N. F., Bd. XII, 1. Jena 1913.

BERGT, W.: Über Gabbro im Sächsischen Erzgebirge. Mit 1 Textfigur. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. 1913, Bd. I. Stuttgart 1913.

— Die neuere Kartographie der Kapverdischen Inseln. S.-A. aus: Petermanns Mitteilungen, Jahrg. 59, Juni 1913. Gotha 1913.

Berlin: Feier der Kgl. Technischen Hochschule zu Berlin am 10. März 1913 zur Erinnerung an die Erhebung der Nation im Jahre 1913.

FELIX, J.: Über eine pliocäne Korallenfauna aus Holländisch-Neu-Guinea. S.-A. aus: Berichte d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. Sächs. Gesellsch. d. Wissenschaften zu Leipzig, Bd. 64. Sitzung v. 2. Dezember 1912.

— Über ein cretaceisches Geschiebe mit *Rhizocorallium Gläseli* n. sp. aus dem Diluvium bei Leipzig. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Naturforsch. Ges. zu Leipzig, Jahrg. 39, 1912.

FISCHER, E.: Geologische Untersuchung des Lochengebiets bei Balingen. Mit 7 Tafeln, 2 Textfiguren u. 1 geolog. Karte. Geolog. u. paläontol. Abhandl., herausgegeben von E. KOKEN, N. F., Bd. XI, 4. Jena 1913.

— In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1912. Stuttgart 1912.

— Über einige neue oder in Schwaben bisher unbekannte Versteinerungen des Braunen und Weißen Juras. Stuttgart 1913.

FRENTZEL, A.: Die Ölfelder von Gurien. S.-A. aus: Petroleum, Zeitschrift f. d. gesamten Interessen der Petroleum-Industrie und des Petroleum-Handels, Jahrg. VII, 23. Berlin-Wien-London 1912.

HORN, E.: Die geologischen Verhältnisse des Elbtunnels nebst einem Beitrage zur Geschichte des unteren Elbtales. Mit 2 Tafeln. S.-A. aus: Jahrb. d. Hamb. wissenschaftl. Anstalten, XXIX, 1911. Hamburg 1912.

— Die geologischen Aufschlüsse des Stadtparkes in Winterhude u. des Elbtunnels u. ihre Bedeutung für die Geschichte der Hamburger Gegend in postglazialer Zeit. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, 3, 1912. Berlin 1912

— Eine Graptolithenkolonie aus Westergötland. S.-A. aus: Geol. Fören. Förhandl., Bd. 33, 4, 1911. Stockholm 1911.

HUTH, W.: Zur Kenntnis der Epidermis von *Mariopteris muricata*. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, 3, 1913. Berlin 1913.

— Über eine neue Fundortsverwechslung. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 65, 3, 1913. Berlin 1913.

JAWORSKI, E.: Ein Beitrag zur Stammesgeschichte der Austern. S.-A. aus: Zeitschr. f. induktive Abstammungs- und Vererbungslehre, Bd. IX, 3, 1913. Berlin 1913.

JENTZSCH, A.: Über die geologischen Bedingungen des preußischen Normalhöhenpunktes. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1912, Bd. 33, T. II, 2. Berlin 1913.

Josse, E.: Über Forschung, Technik und Kultur. Rede zur Feier des Geburtstages Sr. Maj. des Kaisers und Königs Wilhelm II. in der Halle der Kgl. Techn. Hochschule zu Berlin am 25. Januar 1913. München 1913.

Kaiser, E.: Die geologische und mineralogische Literatur des Rhein. Schiefergebirges u. der angrenzenden Gebiete 1907—1908.
— Desgl. 1909. Nebst Nachträgen für 1907—1908. Bonn 1911.
— Desgl. 1910. Nebst Nachträgen für 1907—1909. Bonn 1912.
— u. Meyer, H.: Der Untergrund des Vogelsberges. Mit einem Überblick über den Aufbau der vulkan. Gesteine. Führer zu der Versammlung des Niederrhein. geol. Vereins in Gießen, Frühjahr 1913. Bonn 1913.

Koert, W.: Wissenschaftliche Ergebnisse einer Erdölbohrung bei Holm in Nordhannover. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1912, Bd. **33**, T. I, 3. Berlin 1912.

Kranz, W.: Bohrungen in der Swinepforte. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. f. 1912, Bd. **33**, T. I, 3. Berlin 1912.
— Die heutigen Landschaftsformen in der Umgebung von Swinemünde. S.-A. aus: Aus der Natur, Jahrg. 9. Leipzig.

Krusch, P.: Die Genesis einiger Mineralien und Gesteine auf der silikatischen Nickelerzlagerstätte von Frankenstein in Schlesien. Mit 2 Figuren. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, 12, 1912.
— Jura, Muschelkalk und Rötkalke in der Bohrung „Schwarze Erde 14“ bei Raesfeld. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 2, 1913. Berlin 1913.

Lang, R.: Geologische Charakterbilder, herausgegeben von H. Stille. 14. Heft. Der Nordrand der mittleren Schwäbischen Alb. Berlin 1913.

Leipzig. Städt. Museum für Länderkunde. Ergänzung zum Führer durch das Museum für Länderkunde, herausgegeben von der Direktion. Mit 1 Plan des Saales und 1 Tafel. Leipzig 1912.

Lucius, M.: Die Tektonik des Devons im Großherzogtum Luxemburg. Mit 7 Tafeln u. 1 geolog. Übersichtskarte. Beilageband zu den Mitteilungen der Gesellsch. Luxemburger Naturfreunde, Jahrg. 1913. Luxemburg 1913.

Mainka, C.: Das bifilare Kegelpendel. Instrument für die Aufzeichnung von Erdbeben.) S.-A. aus: Mitt. d. Philomath. Ges. in Elsaß-Lothringen, Bd. IV, **5**, 1912. Straßburg 1913.

Merrill, G. P.: A newly found meteoric iron from Perryville, Perry County, Missouri. S.-A. aus: Proc of the U. St. Nat. Mus., Bd. 43. Washington 1912.
— A newly found Meteorite from near Cullison, Pratt County, Kansas. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 44. Washington 1913.

Meyer, H.: Der Zechstein in der Wetterau und die reginale Bedeutung seiner Fazies. S.-A. aus: Bericht d. oberhess. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Gießen. N. F. Naturwiss. Abt., Bd. V, 1912. Gießen 1913.
— III. Cotschna — Schams — Oberhalbstein — Oberengadin. 2. Andeer Savognin. S.-A. aus: Führer zu geol. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Leipzig 1913.

Naumann, E.: Über einige vulkanische Erscheinungen im Werratale. Vortrag, gehalten in der Sitzung der Geolog. Landesanstalt vom 22. Februar 1912. Mit 1 Figur im Text. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. f. 1912, Bd. **33**, T. I, H. 3. Berlin 1912.

Naumann, E.: Über die Zechsteinformation des Blattes Eisenach-West. Bericht über die Aufnahme des Blattes Eisenach-West im Jahre 1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1910, Bd. 31, II, 3. Berlin 1913.

— Drei Muschelkalkprofile und ein Grenzprofil zwischen Muschelkalk und Keuper aus Thüringen. S.-A. aus: Mitteilungen der Geograph. Ges. (für Thüringen) zu Jena, Bd. 31, 1913. Jena 1913.

Ortmann, P.: Die Mikrodileren der Kieselspongien in Schwammgesteinen der senonen Kreide. Vorläufige Mitteilung. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. 1912, Bd. II. Stuttgart 1912.

Praesent, H.: Die landeskundliche Literatur von Vorpommern und Rügen 1906—1912. S.-A. aus: XIII. Jahresber. der Geogr. Ges. zu Greifswald 1911/12. Greifswald 1913.

— Die höchste marine Grenze auf Bornholm. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Monatsber. 1, 1913. Berlin 1913.

Quiring, H.: Zur Theorie der Horizontalverschiebungen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol, Jahrg. XXI. Berlin 1913.

— Zur Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. (Vorläufige Mitteilung.) S.-A. aus: Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Sektion f. Geologie, Geographie, Berg- u. Hüttenwesen. Breslau 1913.

— Zur Stratigraphie der Nordosthälfte der Sötenicher Mulde. Inaug.-Diss. a. d. Rhein. Friedr.-Wilh.-Universität Bonn. Berlin 1913.

Range, P.: Neue Glimmerlagerstätten in Deutsch-Ostafrika. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Monatsber. 1, 1913. Berlin 1913.

— Topography and Geology of the German South Kalahari. S.-A. aus: The Transactions of the Geol. Soc. of S. Africa, Vol. XV, 1912.

Rassmuss, H.: Zur Morphologie des nordwestlichen Böhmen. S.-A. aus: Zeitschrift der Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, 1913, Nr. 1.

Riedel, A.: Bericht über die Exkursion zum Oesel und zur Asse gelegentlich der Frühjahrs-Hauptversammlung des Niedersächs. geolog. Vereins Hannover in Braunschweig am 11. April 1912. S.-A. aus: 5. Jahresber. des Niedersächs. geolog. Vereins zu Hannover. 1912.

— Ein diluviales Eisenkonglomerat bei Bienrode nördlich von Braunschweig. Vortrag, gehalten zu Braunschweig in der Frühjahrs-Hauptversammlung des Niedersächs. geol. Vereins am 12. April 1912. S.-A. aus: V. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover. Hannover 1912.

Rimann, E.: Geologische und wirtschaftliche Betrachtungen über Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Abhandl. der naturwissensch. Gesellsch. Isis in Dresden, Jahrg. 1912, 2. Dresden 1913.

Rzehak, A.: Das Alter des subbeskidischen Tertiärs. S.-A. aus: Zeitschr. d. mähr. Landesmus. Bd. XIII. Brünn 1913.

Sacco, F.: La Courbe hypsographique de l'Ecorce terrestre. Considérations géologiques. S.-A. aus: Saggi de Astronomia Popolare. Torino 1912.

— L'Esogenia Quaternaria nel Gruppo dell'Argentera (Alpi Marittime). S.-A. aus: Giorn. di Geologia Prat. Anno IX, Fasc. V—VI. Perugia 1912.

— La Puglia. Schema Geologico. Roma 1911.

— Geoidrologia dei Pozzi profondi della Valle Padana. S.-A. aus: Giorn. di Geol. Prat. Anno X, Fasc. IV. Udine 1912.

— La Geotettonica dello Appennino Meridionale. Roma 1912.

— Fenomeni Filoniani e Pseudofiloniani nel Gruppo dell'Argentera. S.-A. aus: Atti della Soc. It. di Sc. Nat. Vol. 50. Pavia 1911.

Sacco, F.: L'Avvenire della Geotermica Applicata. S.-A. aus: Rivista mens di Sc. Nat. „Natura." Vol. III. Pavia 1912.
— I Ghiacciai Antichi ed Attuali delle Alpi Marittime Centrali. S.-A. aus: Atti della Soc. It. di Sc. Nat. Vol. **51**. Pavia 1912.
— Quintino Sella Cenni biografici nel Cinquantenario della Fondazione della R. Scuola d'Applicazione per Ingegneri in Torino. S.-A. aus: Rivista il Valentino N. 2 e 3. Torino 1911

Schlossmacher, K.: Die geologischen Ergebnisse der Expedition Hans Meyers 1911 durch das Zwischenseengebiet Ost-Afrikas. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten. Ergänzungsheft 6. Berlin 1913.

Schulz, E.: Altersfolge der primär ausgeschiedenen sulfidischen Mineralien in den oberschlesischen Zink- und Bleierzlagerstätten und die Bedeutung der Altersfolge der primär ausgeschiedenen Mineralien der Erzlagerstätten überhaupt. Vortrag, gehalten in der Ortsgruppe Bonn d. geol. Ver. zu Köln am 11. Mai 1912. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV. 2. Leipzig 1913.

Schulz, L.: Betrachtungen über die Ursachen der Eiszeiten und die Möglichkeit der Feststellung der Zeit, wann sie die Erde heimsuchten. Graz 1913.

Schulze, F. E.: *Nomenclator animalium generum et subgenerum.* Verteilung der Gruppen unter die Mitarbeiter und ungefähre Schätzung der Zahl der Namen. Berlin 1913.

Spitaler, R.: Die Achsenschwankungen der Erde als Ursache der Auslösung von Erdbeben. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Kaiserl. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math.-naturw. Klasse, Bd. **122**, IIa, 1913. Wien 1913.

Stille, H.: Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume. S.-A. aus: Comple Rendu du XIe Congrès Géol. Intern. Stockholm 1912.
— Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde. Antrittsvorlesung, gehalten am 22. Januar 1913 in der Aula der Universität Leipzig. Leipzig 1913.

Voit, F. W.: Über einen neuen Typus einer Lagerstätte von gediegen Kupfer auf Nowaja Semlja. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI. H. 1, 1913. Berlin 1913.

Walther, K.: Über ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, 3. Stuttgart 1913.
— Über Transgressionen der oberen Gondwana-Formation in Südbrasilien und Uruguay. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, 13.
— Zur Geologie der Gegend von Seibal im Staate Rio Grande do Sul und ihrer Kupfererzlagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XX, 10. Berlin 1912.

Wolff, W.: Die geologische Entwickelung Westpreußens. S.-A. aus: Schriften der Naturf. Ges. in Danzig. N. F., Bd. XIII, H. 3 u. 4. Danzig 1913.

Wurm, A.: Die technisch nutzbaren Gesteine Badens. S.-A. aus: Der Steinbruch, Nr. 31, Jahrg. VII. Berlin.
— Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Säugetierfauna von Mauer a. d. Elsenz (b. Heidelberg). S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. des Oberrh. Geol. Vereins, N. F., Bd. III, H. 1. Karlsruhe 1913.
— Über eine neuentdeckte Steppenfauna von Mauer a. d. Elsenz (bei Heidelberg). S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. des Oberrh. Geol. Vereins, N. F., Bd. III, H. 1. Karlsruhe 1913.





Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8/10. 1913.

Protokolle der Hauptversammlung am 7., 8. und 9. August 1913 in Freiburg i. B.

Protokoll der Sitzung am 7. August 1913.

Herr DEECKE eröffnet als Geschäftsführer die Sitzung und begrüßt die Versammlung zugleich im Namen der Universität, der Philosophischen Fakultät, der Stadt Freiburg, der Badischen Geologischen Landesanstalt und des Geologischen Institutes sowie der Herren Professor DOFLEIN (des Direktors des Zoologischen Institutes, in welchem die Sitzung stattfindet) und Professor OSANN vom Mineralogischen Institut.

Darauf gedenkt Herr DEECKE der Mitglieder, die der Gesellschaft seit der letzten Hauptversammlung durch den Tod entrissen wurden, der Herren:

Dr. OSKAR EBERDT, Berlin,
Professor Dr. GEORG BÖHM, Freiburg,
Professor Dr. E. KOKEN, Tübingen,
Professor Dr. HOLZAPFEL, Straßburg i. E.,
Geheimer Rat Professor Dr. HERM. CREDNER, Leipzig,
Professor Dr. VAN CALKER,
Professor Dr. STEENSTRUP, Kopenhagen,
Professor Dr. LASPEYRES,
Professor Dr. R. HÖRNES, Graz, und
Dr. L. HENNIGES, Friedenau.

Zu ihren Ehren erhebt sich die Versammlung von den Sitzen.

Schließlich macht Herr DEECKE eine Reihe praktischer Mitteilungen für die bevorstehenden Sitzungs- und Exkursions-

tage, und regt die Wahl eines Vorsitzenden für den ersten Sitzungstag sowie dreier Schriftführer für die Dauer der Tagung an.

Auf den Vorschlag von Herrn SCHJERNING wird zum Vorsitzenden gewählt Herr WICHMANN (Utrecht), zu Schriftführern die Herren v. SEIDLITZ, CLOOS, FISCHER (Halle).

Herr WAHNSCHAFFE macht den Vorschlag, Herrn v. KOENEN bei Gelegenheit seiner 50jährigen Mitgliedschaft sein Mitgliedsdiplom zu erneuern, und legt ein zu diesem Zwecke besonders ausgeführtes Diplom den Anwesenden vor. Der Vorschlag findet allgemeine Zustimmung.

Darauf übernimmt Herr WICHMANN den Vorsitz und teilt mit, daß der Gesellschaft als neue Mitglieder beizutreten wünschen:

Herr Dr. DIENEMANN, Assistent am Geologischen Institut der Universität Marburg i. H., vorgeschlagen von den Herren EM. KAYSER, AHLBURG und FR. HERRMANN.

Herr HUGO LIEBER, cand. geol. in Marburg, Uferstraße 8, vorgeschlagen von den Herren EM. KAYSER, AHLBURG und OBST.

Herr Dr. FRITZ BEHREND, Assistent an der Kgl. Bergakademie in Berlin, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, MICHAEL und WAHNSCHAFFE.

Das *Geologisch-Mineralogische Institut der Kgl. Landwirtschaftlichen Hochschule* in Berlin N. 4, Invalidenstraße 42, vorgeschlagen durch die Herren FLIEGEL, SCHUCHT und WAHNSCHAFFE.

Frl. ELSE WENDEL, stud. phil., Berlin-Groß-Lichterfelde, Tulpenstraße 5a, vorgeschlagen durch die Herren HUTH, SCHNARRENBERGER und WAHNSCHAFFE.

Zu Rechnungsrevisoren werden ernannt die Herren WEISE und STROMER VON REICHENBACH.

Herr E. WEPFER spricht **Über den Zweck enger Artbegrenzung bei den Ammoniten.**

Der Titel, den ich meinen Worten vorgesetzt habe, bedarf einer Erläuterung; lange habe ich geschwankt, wie ich ihn wählen sollte, um Mißverständnissen vorzubeugen. — Eins vor allem: es liegt mir fern, mich ganz allgemein an die Frage der Abgrenzung des Artbegriffes heranzuwagen. Wenn ich an die Worte NEUMAYRs denke, der vor mehr als 20 Jahren gesagt hat (Stämme des Tierreichs): „Species in

der Paläontologie lediglich nach dem Vorhandensein oder Fehlen von Übergängen zu unterscheiden, ist nicht mehr als ein Spiel. — Leider ist diese Überzeugung noch nicht allgemein zum Durchbruch gekommen, und man hört und liest seltsamerweise noch oft genug ausgedehnte Auseinandersetzungen über die Frage, ob zwei der Zeit nach aufeinanderfolgende Formen als gute Arten oder nur als Varietäten ein und derselben Art zu betrachten seien," — da muß ich zu dem Schluß kommen, daß die theoretische Erörterung der Frage nach der Abgrenzung des Artbegriffs an sich ja ganz ersprießlich ausfallen kann, daß sie im Grunde aber nur ein Streit um des Kaisers Bart ist. —

Gegenüber den zahlreichen Erörterungen über dieses Thema, die mehr oder weniger auf die Aufstellung gewisser Grundsätze hinauslaufen, möchte ich meiner Meinung Ausdruck geben, daß die Entscheidung über die Abgrenzung der Art in jedem Fall eine empirische Tatsache sein sollte: Es gibt kein Rezept für die Artenabgrenzung. Eins aber steht fest; der zoologischen kann die paläontologische Art nicht gleichgestellt werden, dazu fließt sie in ihrem Werden und Sichverändern zu sehr dahin. „Der Speciesbegriff ist," sagt NEUMAYR, „sobald man mit einigermaßen vollständigem Material zu tun hat, in der Paläontologie unfindbar und unanwendbar, und muß aus ihrem Bereich verschwinden." — Das gilt heute ebenso wie zu NEUMAYRS Zeiten; und es ist nicht schwierig, aus der Literatur, soweit sie sich mit der Frage der Artabgrenzung beschäftigt, den Nachweis zu führen, daß keine einzige Definition der paläontologischen Art mit der normalen zoologischen Art gleichgesetzt werden kann, einfach wegen des Begriffs der zeitlichen Abgrenzung.

Demnach wäre es theoretisch wirklich besser, den Begriff Art, der sich bei uns doch nicht so präzisieren läßt, daß wir ihn praktisch verwerten können, ganz fallen zu lassen, weil dieses Wort bereits durch den Gebrauch in Zoologie und Botanik eine ganz bestimmte Bedeutung bekommen hat, die wir — ganz allgemein gesprochen — als zu eng empfinden müssen. Freilich, so oder so, in der Praxis müssen wir nicht „Arten abgrenzen" zunächst, sondern Benennungen geben zum Zweck der Verständigung. Es kann nicht scharf genug betont werden, daß die mehr oder weniger notwendige besondere Benennung einer neuen Form nichts, aber auch durchaus nichts mit dem Begriff der Art oder der Gattung zu tun hat. Das ist an und für sich selbstverständlich; aber es ist ein Unglück der Wissenschaft, daß diese

beiden Dinge durch die landläufige Methode der Nomenklatur stets durcheinander geworfen werden. Es ist demnach ein unbedingtes Erfordernis, daß ihre grundsätzliche Verschiedenheit auch in ihrer Behandlung zum Ausdruck komme; und der erste und einfachste Schritt diesem Ziel entgegen bestünde in mehr Zurückhaltung im Geben neuer Namen und Verwendung einer Nomenklatur, die es ermöglicht, neben der systematischen Stellung auch noch ein weiteres auszudrücken, was hinterher — nämlich bei der endgültigen Einteilung in das System — je nach Bedürfnis als individueller Charakter ohne weitergreifende Bedeutung abgestrichen oder beibehalten werden könnte, nämlich ein *dritter Name*. Damit könnte man sich ein gutes Teil Arbeit sparen, und es wäre auch dem geholfen, der nicht sein ganzes Gedächtnis mit massenhaften, großenteils gänzlich sinnlosen Namen vollpfropfen möchte. Damit fiele vor allem überhaupt die Notwendigkeit weg, fortwährend neue Namen zu ersinnen und Gattungsnamen aufzustellen, wo die Erhebung zur Gattung als ein Unding empfunden wird, die indes *notwendig* geworden ist, nur um innerhalb des Chaos von Artnamen wieder einmal eine Abgrenzung zu treffen, die notwendig geworden ist, weil die frühere Gattung eben in Untergattungen zerlegt worden ist, in deren keiner die verwaiste Form Unterschlupf findet!

Ich bin weit entfernt, von der Trinomenklatur *allein* eine Rettung aus allen unseren Nöten zu erhoffen; dort indessen z. B., wo es sich um Bearbeitung von Faunen innerhalb eines Gebietes handelt, dessen Hauptformen längst bekannt sind, da könnte sie unschätzbare Dienste leisten.

Die Tendenz in der Paläontologie, festzustellen, welche praktischen Hilfsmittel es gibt, um die einzelne Form möglichst eng zu umgrenzen, sie geht aus von jenem berühmten Satz, wonach wir selbst die kleinsten Unterschiede festhalten müssen, um zunächst die Tatsache, dann aber auch den Verlauf der allmählichen Veränderung zu verfolgen. Dieser Satz enthält ein zu starkes Quantum Selbstverständlichkeit, als daß er überhaupt bestritten werden könnte; wo wir eine Veränderung im Laufe der Zeit finden, da müssen wir sie festhalten, cum grano salis, wo wir eine *gesetzmäßige Veränderung* finden, aber *nur* da, wo wir sie wirklich finden, d. h., wir müssen sie suchen, und es wäre äußerst merkwürdig, wenn wir nicht bei genauem Hinsehen zahlreiche Unterschiede fänden. Diese Unterschiede wird auch niemand leugnen, jedoch der eine wird ihnen *diesen*, der andere aber nur *jenen* Wert beimessen: der eine denjenigen von Varietäten,

die — wer weiß! — sich vielleicht einmal als selbständige Arten herausstellen könnten, der andere wird von individuellen Unterschieden reden und der Sache eine absolute Bedeutungslosigkeit beilegen. Der erstere wird für alle Fälle eine besondere Art Namen anwenden, und die Berechtigung dieser Arbeitsweise ist es, die ich bestreite. Ich bestreite, daß derjenige der Wissenschaft an die Hand geht, der eine Form einfach darauflos als neue Art beschreibt, nur weil sie zufällig noch nicht abgebildet, noch nicht beschrieben ist.

Wer sich einmal mit dem Gedanken vertraut gemacht hat, daß es weniger die Fülle der Formen, als die Fülle der Namen, der Arten und Gattungen ist, die uns heute mehr und mehr den Überblick in der Paläontologie erschwert, dem muß das Festhalten an dem alten Abusus unüberlegter Artenaufstellung als ein Krebsschaden an unserer Wissenschaft erscheinen. Für die Gattung *Oppelia*[1]) habe ich zu zeigen versucht, wie sich die unheimliche Menge der Namen bei genauerer Betrachtung als ein unnötiger Tand erweist, der den natürlichen Zusammenhang verhüllt, als die Folge einer schlechten Manier, die die wirkliche Formenfülle, die durch das Variieren einer Art hervorgebracht wird, entstellt, indem sie sie auf der Jagd nach Arten zerstückelt. Wer Philosoph genug ist, kann sich dabei beruhigen, daß diese Kalamität kommen mußte; aber über der Notwendigkeit dieser unglückseligen Entwicklung der Dinge darf die Notwendigkeit der Abhilfe nicht vergessen werden. In der reichhaltigen Sammlung des Freiburger Geologischen Instituts und beim Besuch zahlreicher anderer Sammlungen hat sich meine Überzeugung immer mehr gestärkt, daß die zahlreichen „Arten", die von verschiedenen Seiten für Angehörige ein und derselben „Großart" aufgestellt worden sind, nichts weiter sind als Varietäten, und — mögen es nun gesetzmäßige Mutationen sein oder nicht — uns wenigstens in ihrem Namen etwas über ihre natürliche Stellung sagen sollten, und dies wäre so leicht möglich durch den Gebrauch der Trinomenklatur, die den natürlichen Zusammenhang so unübertrefflich zur Geltung bringen kann, ohne daß wir gleich neue Gattungsnamen nötig haben. Durch diese eine Forderung wird der Notwendigkeit einer exakten Trennung, des scharfen Auseinanderhaltens der kleinsten Unterschiede durchaus kein Eintrag getan, nur das unnötige Auseinanderreißen von Zusammengehörigem durch

[1]) Wepfer: Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. Pal. 59, 1911.

Art-, ja Gattungsnamen soll unterbunden werden, und es wird das rein praktische Ziel erstrebt, daß der Name Aufschluß geben soll über die systematische Stellung. — Diese Forderung ist uralt, und daß sie noch nicht erfüllt werden konnte trotz der eindringlichen Worte WAAGENS[1]), das zeigt eben, daß der Weg nicht gefunden werden konnte. Freilich damals waren die Bedürfnisse andere, ja sogar zum Teil entgegengesetzte; denn der Begriff der Formenreihe verlangt ja ein strenges Auseinanderhalten der geringfügigsten Mutationen, und um ihren Forderungen ja gerecht zu werden, hat man lieber eine Art zu viel als zu wenig aufgestellt. So sehr nun WAAGEN im einzelnen bei der Formenreihe des *Amm. subradiatus* geirrt hat[2]), so sehr muß auf der anderen Seite sein Verdienst um die prinzipielle Erörterung und scharfsinnige Verfolgung derartiger Fragen immer wieder betont werden, — und in seine Fußstapfen zu treten, müßte als Verdienst erscheinen. Aber von allen denen, die der WAAGENschen Artauffassung das Wort reden, haben nur wenige dem genialen Baumeister folgen können; die meisten haben gerade darauflos bald hier, bald dort eine Art aufgestellt; sie haben sich mit der Rolle des Werkmeisters begnügt, der die Bausteine liefern soll. Nun, immerhin ein Verdienst, werden sie sagen; — ich glaube, WAAGEN hätte sie nach Hause geschickt mit samt ihrem Baumaterial! Wenn man seine Einleitung zur Formenreihe des *Amm. subradiatus* liest, so würde man einzelne Sätze auch heute nicht anders formulieren: schon damals die Klage über die schlechten und massenhaften Arten (S. 8/9), und schon damals die Erkenntnis, daß „nur bei sehr eingehenden Studien und sehr reichlichem Material endlich Unterschiede gefunden werden können, die sich in allen Fällen als stichhaltig erweisen" (S. 7). Es berührt eigentümlich, wenn man so oft auf WAAGENsche Arbeitsmethode, seinen engen Artbegriff schwören hört von denen, die ihn offenbar am wenigsten verstanden haben, jedenfalls aber am wenigsten befolgt haben; dadurch, daß man aus einem etwas verschiedenen Querschnitt eine neue Art macht, schafft man noch keine exakte Art.

Warum ist nun aber die Nomenklatur, wie sie WAAGEN (a. a. O.) vorgeschlagen hat, nicht in Gebrauch gekommen? Darüber, daß eine Nomenklatur das Ideal wäre, die die Möglichkeit gibt, „das Zusammengehörige zusammenzufassen, ohne

---

[1]) Formenreihe des *Amm. Subradiatus*. Einleitung.

[2]) WEPFER: G. *Oppelia*, S. 41/42 u. a:

deshalb die nötigen Unterscheidungen dabei aufgeben zu müssen" (WAAGEN, S. 11), darüber brauchen keine Worte verloren zu werden. Und die beste Benennung ist die, die eine Beschreibung spart (WEPFER: G. *Oppelia*, S. 6), möchte ich wieder dazusetzen: der Name ist eine abgekürzte Beschreibung, er soll sie ersetzen.

Es wäre für die Paläontologen ein beschämendes Bekenntnis, wenn es nur die Unbequemlichkeit und Schwerfälligkeit der WAAGENschen Nomenklatur wäre, die sie hätte durchfallen lassen; ihr Fehler liegt darin, daß sie vom Autor zu viel verlangt; er soll ein Glaubensbekenntnis hersagen, und damit ist ein allzu subjektives Moment in die Sache hineingelegt. Über die Abstammung einer Form kann man sehr wohl verschiedenerlei Meinungen hegen, und die konsequente Durchführung der WAAGENschen Nomenklatur bedeutet nichts anderes, als die Forderung einer klaren Feststellung der Abstammung einer Art ein für allemal[1]). So wäre die Nomenklatur allzu abhängig von der Stammesgeschichte; aber noch andere Bedenken lassen sich erheben, nicht nur speziell gegen diese Art der Nomenklatur, sondern überhaupt gegen die damit zusammenhängenden allzu scharfen Unterscheidungen der Mutationen, von den Variationen ganz zu schweigen. — WAAGEN hat in der Formenreihe des *Amm. subradiatus* ein Beispiel geben wollen, wie eine Art aus der andern in ganz bestimmter Gesetzmäßigkeit entsteht; auch wenn eine bestimmte Mutation a, die für eine Zone A charakteristisch sein soll, in die Zone B unverändert fortsetzen sollte, während sie in der Regel bereits zur Mutation b geworden ist, so spräche das noch nicht grundsätzlich gegen die Notwendigkeit einer scharfen Auseinanderhaltung von a und b, wenn auch damit bereits angedeutet wäre, daß die Natur nicht so genau nach unserm Schema verfährt; dieser Fall ist verschiedentlich beobachtet. Aber ich habe zeigen können, und jede neue Erfahrung bestätigt dies, daß WAAGENs Variationen und Mutationen sich überhaupt nicht in seinem Sinne auseinanderhalten lassen[2]).

Unsere paläontologische Wissenschaft ist nachgerade sehr reich an Beobachtungen; wenn sich aus dem ganzen riesenhaften Material, das auf so viele Sammlungen verteilt, der wissenschaftlichen Forschung mehr oder weniger zugänglich ist, wenn sich aus der zahlreichen Literatur ein einziges

[1]) Siehe auch DACQUÉ: Zur systematischen Speciesbestimmung N. J., Beil.-Bd. XXII, S. 652 ff.
[2]) WEPFER: G. *Oppelia*, S. 41/42.

Beispiel vorzeigen läßt, daß Mutationen sich in der von WAAGEN gewünschten Weise auseinanderhalten lassen **als untrügliche und ausschließliche Leit**fossilien für bestimmte Zonen, dann erst glaube ich an den Wert der minutiösesten Unterscheidungen. Daß *subradiatus* sich in *fuscus-aspidoides* fortsetzt, und etwa *Peltoceras annulare in athleta* und weiter in *perarmatum*, das steht außer Zweifel. Aber für mich ist die Frage die, ob diese Umwandlung ein für allemal und überall denselben Weg durchlaufen hat, ob eine Formenreihe wie die WAAGENS — vorausgesetzt, daß ihr nicht die oben erwähnten Mängel anhafteten — allgemeine Verbreitung hat. Für mich steht folgende Tatsache fest: *subradiatus* und *fuscus* scheinen sich stets auseinanderhalten zu lassen, das ist die einzige Unterscheidung, die bleibenden Wert und praktische Bedeutung hat, — alles andere verschwimmt; das lehrt den, der einmal eine dieser Oppelien hat bestimmen wollen, einfach die Erfahrung. Wer freimütig genug ist, den lehrt die Erfahrung noch viel mehr, nämlich daß sich heute eigentlich kaum eine Versteinerung mehr einwandfrei bestimmen läßt, soweit man sich nicht auf eines jener großen dicken Werke stützen kann, denen ein reichliches Material zugrunde gelegen hat, bei denen sich die fadenscheinige Artmacherei wegen der Fülle des Materials von selbst verboten hat (bzw. verboten haben sollte). WAAGEN, der weder Mühe noch Material gescheut hat, — dessen sorgfältig durchdachte Arbeit hat den Tatsachen nicht standhalten können; wieviel weniger werden alle diejenigen bestehen, die etwa in einer Faunenbeschreibung eben mal gerade ein paar neue „Arten" entdecken! Wer von ihnen niemals darüber nachgedacht hat, was er eigentlich tut, wer von ihnen niemals die einfache Lehre aus der täglichen praktischen Erfahrung gezogen hat, — daß nämlich nach unserer neueren Literatur jedes Stück eine neue Art ist —, nur den kann man entschuldigen. Für ihn ist eben das Fossil, das er gefunden hat, neu, da es zufällig noch nicht abgebildet, noch nicht beschrieben ist; demnach — folgert er — muß es einen besonderen Namen haben. Freilich, wer diese Erfahrung öfters gemacht hat, trotzdem wir doch eigentlich längst genug Namen für eine kleine Gruppe, etwa der *fusca*, haben, der wird schließlich zweifeln, ob in diesem immer noch und immer wieder sich äußernden Bedürfnis wirklich der Ausdruck der unendlichen Fülle in der Natur liege, oder nicht vielmehr der Ausdruck eines grundsätzlichen Fehlers unserer Methode. Ich denke nicht, daß jemand wirklich glaubt, etwa zur Zeit, als

die Gesteine der Zone der *Oppelia fusca* abgelagert wurden, hätten nur z. B. bei Hildesheim die 6 Arten, die JOH. RÖMER[1]) „unterscheidet", nebeneinander gelebt; der Verfasser selbst spricht öfter von Übergängen, — wozu aber dann gleich vier neue Namen?

Ich bin weit entfernt, dem Verf. einen Vorwurf daraus zu machen, er hat nichts getan, als eine Methode befolgt, die durch zahlreiche Autoritäten sanktioniert ist. Ähnliche Beispiele lassen sich aus berühmten Arbeiten zitieren.

Wer ist z. B., der sich getraute, etwa die zahlreichen Trachyceraten, die man aus den Mergeln der Stuores Wiesen bei St. Cassian herauslesen kann, nach MOJSISOVICS[2]) einwandfrei zu bestimmen, ohne „cf.", ohne „ex affinitate", ohne „nova forma"? Schon HAUG[3]) hat in diesem Punkt berechtigte Kritik geübt; hier zeigt wirklich jeder neue Fund, daß es Übergänge zwischen den verschiedenen kleinen Arten gibt, die freilich bis jetzt die künstlichen Lücken zwischen diesen einzelnen Arten vielleicht noch nicht vollkommen ausfüllen werden, dieses Ziel jedoch immer näher vor Augen rücken. Und selbst die Unterscheidung der Gruppe der *Trachycerata furcosa*, *valida* und *falcosa* (S. 93 ebenda), die übrigens nirgends genügend begründet ist, scheint mir hier zuschanden zu werden. Es ist trotz der guten Abbildungen wohl mißlich, allein nach der Literatur, ohne Einsicht der Originale, ein Urteil über die „Arten" zu fällen; aber ich berufe mich nicht auf die Literatur, sondern auf das Vorkommen, auf die kleinen Ammoniten der Stuores Wiesen selbst; sie sind es, die über MOJSISOVICS' Arten den Stab brechen. Und wie es mit diesen Trachyceraten ist, so steht es auch mit denjenigen aus den anderen Fundpunkten. Meine Aufgabe ist es hier nicht, nachzuweisen, welche wirklichen wenigen Zonenfossilien aus der Gattung *Trachyceras* übrig bleiben, das wird einzig und allein die geologische Aufnahme, das Abklopfen der einzelnen Zonen ergeben; sie wird zeigen, wie viele brauchbare, unterscheidbare Arten existieren. Mich hat nun einmal die Artenauffassung MOJSISOVICS', die ich schon an anderer Stelle[4]) als falsch habe erkennen können, stutzig gemacht, und es sind meine positiven Erfahrungen auf

[1]) Fauna der *Aspidoides*-Schichten von Lechstedt bei Hildesheim 1911.

[2]) Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, 1882.

[3]) Les Ammonites du Permien et du Trias. Bull. soc. géol. France, XXII, 1894.

[4]) *Oppelia*, Anm. 2, S. 7.

allen mir bekannten Gebieten der Ammoniten, die ich ins Feld führe, um meine Behauptung zu stützen, daß nicht nur, wie schon HAUG (a. a. O.) erkannte, der größere Teil der MOJSISOVICSschen *Trachyceras*-Arten null und nichtig ist, sondern daß selbst die Einteilung und die in der Literatur vielfach als grundlegend aufgefaßte Systematik dieser Gruppe mit ihren Untergattungen und sonstigen Abteilungen auf ganz schwachen Füßen steht. Auf die Trachyceraten speziell bin ich mehr zufällig gekommen; sie sind einzig ein Spezialfall der recht weitverbreiteten Auffassung über Systematik und Artenaufstellung, nicht nur bei Ammonitiden, sondern auch bei anderen Wirbellosen: Schnecken, Muscheln, Brachiopoden. Und an diesem beliebig herausgegriffenen Beispiel will ich zeigen, daß das ganze Prinzip falsch ist.

MOJSISOVICS hat die Gattung *Trachyceras* LAUBE zuerst näher begründet in einer „vorläufigen kurzen Übersicht der Ammonitengattungen der mediterranen und juvavischen Trias“ (Verh. k. k. R.-A. 1879, S. 139 ff.); sie gehört hier zu den *Ceratitidae*. „Eine eigentümliche Fehlerquelle für phylogenetische Zusammenstellungen (bei den *Ceratitidae*) liegt hier darin, daß verschiedene Stämme zu verschiedenen Zeiten in ganz ähnlicher Weise abändern. Dürfen wir wirklich den polyphyletischen Ursprung von Gattungen auf Grund des unvollkommenen paläontologischen Untersuchungsmaterials annehmen? Können nicht trotz der großen Ähnlichkeit der nur allein erhaltenen Gehäuse die Tiere bedeutend verschieden gewesen sein? — Eine weitere Schwierigkeit rührt von dem intermittierenden oder sporadischen Auftreten exogener Typen her.“ In diesen wenigen Sätzen sind so große Schwierigkeiten angedeutet, so schwerwiegende Fragen aufgeworfen, daß man über ihrer grundsätzlichen Natur fast den Mut verlieren möchte, zwischen all den Klippen durchzusteuern; denn das, worauf wir unsere Systematik bauen, nämlich das Gehäuse, kann in derselben äußeren Form bei verschiedenen Tieren vorkommen? Wer traut sich aufzubauen, wenn er diese Möglichkeiten anerkannt hat? Nun, man wird gerne sagen: Zwischen der Zeit jener ängstlichen Zweifel und jetzt liegen die großen Werke MOJSISOVICS' (Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, Abh. k. k. R.-A., Bd. X, 1882 und Cephalopoden der Hallstaetter Kalke, ebenda Bd. VI, 2. Hälfte 1893), liegt so viel andere Arbeit, die uns vorwärts gebracht und unsere Kenntnis erweitert hat. — Immerhin wäre es von Interesse, zu erfahren, wie die fast unlösbar scheinenden Schwierigkeiten doch gelöst worden zu sein scheinen. Noch 1879 sagt

MOJSISOVICS ausdrücklich (Vorl. k. Übersicht, S. 138): „Die vorläufig unterschiedenen Untergattungen betrachte ich — mit wenigen Ausnahmen — als keineswegs scharf geschieden". Freilich die Gewöhnung an die einmal supponierte Arbeitsbasis hat die erste Unsicherheit bald vergessen lassen, und wenn auch MOJSISOVICS späterhin (Cephalopoden der Hallstaetter Kalke) manche durchgreifende Änderung in der Systematik, speziell der Trachyceraten, geschaffen hat, — diese späteren Begriffe scheinen genau so unsicher begründet wie jene ersten. Zu Beginn der Norischen Stufe (MOJSISOVICS'!) der Mediterranprovinz ändern zwei verschiedene Ceratitenstämme (Vorl. k. Übersicht) so, daß beide als Stammform von *Trachyceras* betrachtet werden könnten; es „wäre möglich, daß der eine Stamm *(Cer. trinodosus)* erlischt und alle die späteren Trachyceraten dem anderen Stamme, welchem *Trach. Reitzi* angehört, entsprossen" (S. 140). Diese bloße Möglichkeit wird stillschweigend zur Voraussetzung, auf der weitergebaut wird. „Dagegen zeigen die norischen Trachyceraten der juvavischen Provinz so viel Fremdartiges, daß für sie eine andere Abstammung sehr wahrscheinlich ist. Ich bin aber heute weder imstande, die Trachyceraten der beiden Provinzen generisch zu trennen, noch eine begründete Mutmaßung über den Ursprung der juvavischen Typen auszusprechen" (S. 140), d. h. einfach, die Gattung *Trachyceras*, wie sie damals gefaßt wurde, ist polyphyletisch. — Aus der Charakteristik der Gattung entnehme ich folgendes: Mitte des Externteils stets mit schmaler Unterbrechung; bei den mediterranen Formen stets eine oder mehrere Dornenreihen dicht an der Unterbrechung vorhanden, bei den juvavischen dagegen sind feine Einkerbungen der Rippenenden oder gekerbte Kiele häufiger. Die Dornenspiralen werden bei den geologisch jüngeren Formen zahlreicher; doch können diese bis auf die charakteristischen Dornenreihen des Konvexteiles ganz verschwinden. Die Loben sind bei den älteren ceratitisch, die jüngeren zeigen fingerförmige Einkerbungen über die Sättel, während die Zacken der Loben an Tiefe zunehmen.

In den „Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz" zerfällt die Familie der Ceratitiden in zwei nebeneinander herlaufende genetische Reihen: Die *Dinaritinae* und *Tirolitinae*, deren erstere die vier Gattungen *Dinarites*, *Ceratites*, *Klipsteinia* und *Arpadites*, die letztere dagegen die vier Gattungen *Tirolites*, *Balatonites*, *Badiotites* und *Trachyceras* umfaßt (S. 5). Diese letzte formenreiche Gattung umfaßt (S. 93) noch sehr abweichende Typen; „dennoch scheint

es mir nicht geraten, eine weitergehende Zerspaltung, wenigstens vorläufig, zu versuchen, da die genetischen Beziehungen der meisten Formen noch viel zu wenig bekannt sind, und da keine der verschiedenen abweichenden Variationsrichtungen, welche sich da und dort zeigen, sich zu konstant bleibenden Merkmalen herausbilden". Die fünf Gruppen der *Trach. furcosa*, *subfurcosa*, *calida*, *margaritosa* und *falcosa*, die immerhin „nach den verwandschaftlichen Beziehungen" (S. 93) aufgestellt werden, hat MOJSISOVICS später selbst wieder zum Teil verlassen; es lohnt daher nicht, dabei zu verweilen.

In den Cephalopoden der Hallstaetter Kalke ist folgende Einteilung aufgestellt: (S. 395):

I. *Dinaritinae*	a) *Dinaritea*
	b) *Heraclitea*
	c) *Orthopleuritea*
II. *Tirolitinae*	d) *Tirolitea*
	b) *Distichitea*
	c) *Trachyceratea.*

Es muß betont werden, daß diese von der älteren wesentlich abweichende Systematik durchaus nicht so begründet ist, wie man es angesichts der früher (a. a. O.) geäußerten Bedenken und Schwierigkeiten erwarten sollte; jene Schwierigkeiten bestehen doch nach wie vor, und wenn es dem Manne, der Jahre seines Lebens an die Paläontologie der alpinen Trias gesetzt hat, im Laufe der Zeit gelungen war, sie zu bezwingen, so müßte der Weg zu seiner neuen Auffassung gezeigt, müßte der Umschwung derselben besser begründet werden, damit nicht der Verdacht aufkommen könnte, daß auch sie ebenso vorläufig sei wie der erste Versuch. Ein so gewaltiger Bau, der die Achtung oder Kritik der Fachgenossen auf sich ziehen mußte, hätte ein solideres Fundament erhalten müssen, wenn er der Descendenzlehre an die Hand gehen sollte[1]. Wenn man die einleitenden Worte MOJSISOVICS' zu *Trachyceras* liest (a. a. O., S. 617), so kann man sich des Eindrucks nicht erwehren, daß die Resignation, die aus ihnen spricht, in einem entschiedenen Gegensatz steht zu der scheinbar so zielbewußten Sichtung des Materials. „Es ist bereits (Ceph. Med. Triasprov.) bemerkt worden, daß die Gattung Trachyceras in dem bisherigen Umfange eine polyphyle-

[1] TIETZE: Todesanzeige von MOJSISOVICS. Verh. k. k. R.-A. 1907, S. 331.

tische Vereinigung ziemlich verschiedener Stämme ist. Die Auflösung derselben nach den getrennten Stammesgeschichten zu vollziehen, muß aber einem Zeitpunkt vorbehalten werden, wo ein ungleich reichlicheres und besser erhaltenes Material — eine derartige kritische Sichtung ermöglichen wird.“ Trotzdem werden (ebenda) einige subgenerische Teilungen vorgeschlagen; *Trachyceras* (i. e. S.) wird beschränkt auf den fast ausschließlich karnischen Formenkomplex, der zu beiden Seiten der Externfurche eine Doppelreihe von Externdornen besitzt; Typus ist *Trach. Aon.*

Unter *Protrachyceras* versteht er die große Mehrzahl der norischen Arten und wenige karnische, deren Skulptur in der Mitte des Externteiles unterbrochen, und zu beiden Seiten dieser Unterbrechung, welche meistens eine alternierende Stellung der von beiden Windungshälften eintreffenden Skulptur zur Folge hat, mit je einer einfachen Reihe meistens ohrenförmig verlängerter Externdornen versehen ist. Die Unterbrechung entspricht oft einer Furche; die Externdornen stehen entweder schräg (wie die Rippen) oder sie sind — meistens — im Sinn der Spirale gestreckt. Die Loben sind bei den älteren ceratitisch, bei den jüngeren ammonitisch (dolichophyll). Die ältesten Protrachyceraten treten in den Buchensteiner Schichten auf und sind wohl zur Zeit des Muschelkalks von den gemmaten Balatoniten abgezweigt; sie gehen bis in die karnische Stufe, wo sie zusammen mit den von ihnen abstammenden Trachyceraten auftreten und in den Raibler Schichten aussterben. Die Hallstaetter Formen (S. 619) sind zweifellos echt mediterranen Ursprungs, dennoch ist es nicht möglich, die einzelnen Formen auf bestimmte Vorläufer aus den Cassianer und Wengener Schichten zu beziehen. Es dürfte das hauptsächlich daran liegen, daß aus den Cassianer Schichten bis heute noch sehr wenig Arten aus den in den Hallstaetter Schichten auftretenden Gruppen bekannt geworden sind.

Die Gattung *Trachyceras* (s. s.) hat sich durch die Verdoppelung der Externdornen aus *Protrachyceras* entwickelt; die älteste Art ist *Trach. pescolense* aus den obersten Wengener Schichten. Alle übrigen Arten sind unter- und mittelkarnisch, für welche Schichten sie bezeichnend sind. Die charakteristischen Doppeldornen entwickeln sich bei mehreren Stämmen von *Protrachyceras* nahezu gleichzeitig; noch in mittelkarnischen Bildungen vollzieht sich diese Entwicklung: „Die gleiche Entwicklungstendenz ist daher mehreren Stämmen eigentümlich“ (S. 619). Einige *Protrachyceras*-

Stämme gehen indessen direkt, ohne das *Trachyceras*-Stadium zu passieren, zu *Sirenites* (aus der juvav. Stufe) über. „Zwar treten auch bei einigen *Trachyceras*-Arten untergeordnet die für *Sirenites* charakteristischen Exsternspaltungen der Rippen auf, und bei einigen *Sireniten* treten auch Doppeldornen auf, aber *Sirenites* stammt nie aus *Trachyceras*.“ Bei *Trachyceras* ist eine Externfurche stets da; die Externrippen treffen entweder schräg auf die Furche, und zwar von der Externkante aus gerade (nicht gekrümmt), oder fast senkrecht zur Furche, wobei keine Externkante entwickelt ist. Hierher gehören die *Trach. duplica.* Bei den *margaritosa*, d. h. den Formen mit Externkante und tiefer Furche, entwickeln sich förmliche Externkiele, die von den Rippen übersetzt werden; diese Externrippen gleichen dann oft großen, schräggestellten, knotenähnlichen Anschwellungen, auf welchen die spiralverlängerten Externdornen aufsitzen. Von den Dornen ist die äußere Reihe meist kräftiger; die innere ist zugleich die ontogenetisch jüngere. Die Loben sind stets ammonitisch, mäßig dolichophyll. Fünf Gruppen werden im Hallstaetter Kalk unterschieden:

a) *infundibiliformia* }
b) *acanthica* } = Unterabteilung der *valida*
c) *duplica* } (Medit., S. 93).
d) *margaritosa*
e) *falcosa*

Bei den *valida* besitzen die inneren Kerne eine robustere Skulptur, niedrigere Umgänge mit mächtigen Marginalstacheln, die später schwächer werden und zugleich eine mehr laterale Position einnehmen: „Marginal-Lateraldornen“.

Unter *Anolcites* versteht MOJSISOVICS ziemlich evolute, langsam wachsende Formen; auf der Externseite findet sich keine Unterbrechung, keine Furche; aber immerhin ist eine solche durch das Vorragen der Externdornen angedeutet. Vereinzelte anolcitische Externteile finden sich auch bei *Trachyceras*, *Protrachyceras* (!). *Anolcites* selbst reicht vom oberen Muschelkalk bis zum mittleren Carnicum, ist also der langlebigste Typus der *Trachyceratea.* Die Loben sind bei den älteren ceratitisch, bei den jüngeren nicht genügend beobachtet.

Noch den einleitenden Worten MOJSISOVICS (a. a. O., 617 ff.) haben wir nicht nur das Recht, sondern geradezu die Pflicht, unser Augenmerk darauf zu richten, wie weit seine vorläufige Einteilung durchgeführt werden kann, ohne der Sache

Gewalt anzutun; und so ergeben sich zahlreiche Punkte, wo Unsicherheit herrscht. Als *Protrachyceras* werden nunmehr zahlreiche Arten der mediterranen Trias bezeichnet, die vorher z. T. *Trach. furcosa*, z. T. *subfurcosa*, z. T. *valida*, z. T. *margaritosa*, z. T. *falcosa* waren (Hallst., S. 618, 619); zu *Trachyceras* i. e. S. gehören bisherige *subfurcosa, valida* und *margaritosa* (S. 620); nur *Anolcites* beschränkt sich auf *furcosa* (S. 622). Wie die neue Einteilung der Gattung *Trachyceras* i. e. S. in: *infundibiliformia, acanthica, duplica, margaritosa* und *falcosa* (S. 621) sich zu den alten Untergruppen des einstigen *Trachyceras* stellen, wie sie sich voneinander unterscheiden, wird leider nicht erläutert, ebenso vermißt man eine klare Definition der *Protrach. furcosa* (S. 623) und der *Protrach. valida* (S. 632). — Das sind lauter Mißstände, die sich zwar aus dem vorläufigen Charakter der Einteilung ergeben, die aber jede Kontrolle dieses Systems unmöglich machen. — Die besonders auf die Ausbildung der Externdornen basierte Trennung von *Protrachyceras* und *Trachyceras* läßt sich freilich im großen ganzen durchführen; doch abgesehen davon, daß man berechtigte Zweifel hegen kann, ob diese Charaktere der Natur der Sache entsprechende Unterschiede bezeichnen, kann man bei zahlreichen Formen beobachten, daß sie durch Übergänge verwischt sein können: *Protrach. Thous*, z. B. aus den *aonoides*-Sch. (Hallst., S. 629 30, Taf. 168, Fig. 3—11), ist nach MOJSISOVICS als Übergang zu *Trachyceras* zu betrachten. Bei zahlreichen Formen aus der mediterranen Trias, die nunmehr als *Protrachyceras* zu bezeichnen sind (Hallst., S. 618), sind neben der Externfurche zwei Reihen so angeordnet, daß ich darin keinen Unterschied zu *Trachyceras* i. e. S. zu erblicken vermag. So bei *laricum* (Med. Trias, S. 96, Taf. 23, 13. 24, 4. 5), *Okeani* (a. a. O., S. 97, Taf. 24, 16. 25, 1), *acutocostatum* (a. a. O., S. 104, Taf. 24, 32. 33. 30, 14) u. a. Und umgekehrt ist bei verschiedenen *Trachyceras* i. e. S. nicht zu ersehen, warum ihre Gestalt nicht genau so gut ein Unterkommen bei *Protrachyceras* erlauben sollte: So z. B. bei *Trach. dichotomum* (Med., S. 132, Taf. 24, 14). Ferner bei *Pontius* (a. a. O., S. 133, Taf. 24, 21. 22); und wenn *Pontius* zu *Trachyceras* gerechnet werden soll (Hallst., S. 620), warum dann nicht z. B. auch *Okeani* (Med., S. 97, Taf. 24, 16), das recht deutliche Doppeldornen an der Externfurche zeigt, warum nicht auch etwa *furcatum* (a. a. O., S. 110, Taf. 24, 23. 26), die beide (Hallst., S. 618) zu *Protrachyceras* eingeordnet werden?

Verschiedentlich treten uns auch Ammoniten entgegen, bei denen man — nach MOJSISOVICS! — schwanken könnte, ob ihr Mischcharakter nicht aus einem besonderen subgenerischen Typ sich erklären lasse: *Protrachyceras Thyrae*, z. B. aus dem Marmor mit *Lobites ellipticus* vom Feuerkogel, d. h. der oberen *aonoides*-Stufe (Hallst., S. 636, Taf. 169, 4) hat keine ausgesprochene Externfurche, sondern es findet sich an ihrer Stelle eine mediane Doppelreihe von Knoten, wodurch eine Annäherung an *Anolcites* (s. S. 15/16) erzielt wird. MOJSISOVICS sucht dies damit zu erklären, daß (S. 636/37) bei den Trachyceraten nicht selten atavistische, in das Balatoniten-Stadium zurückverfallende abnorme Ausbildungen der Externseite beobachtet werden können, so daß der Gedanke naheliegen kann, „daß auch hier ein anologer Fall vorliegen könnte, bei welchem aber die mediane für *Balatonites* charakteristische Knotenreihe der Länge nach in eine Doppelreihe gespalten wäre“. Diese Erklärung ist so gesucht und willkürlich, daß das Bewußtsein, sie sei nicht viel mehr als eine Redensart, geradezu befreiend wirken muß; solche Stücke sind es, deren Natur einer künstlichen Systematik den wirksamsten Widerstand leistet, von denen wir endlich lernen könnten, wie hoch wir diese Systematik, auf die das bekannte Wort von dem „systematischen Mißbrauch einer eigens dazu geschaffenen Nomenklatur“ passen könnte, einzuschätzen haben! Eine ähnliche „anolcitische“ Querverbindung der Rippen über den Externteil weg zeigt *Protrach. Arion* (Hallst., S. 634, Taf. 170, 4) und — nicht ganz so deutlich — *Medea* (a. a. O., Taf. 169, 5), „*Trachyceras*“ *mutatum* (Hallst., S. 662, Taf. 124, 12) bildet in etwas anderer Beziehung einen entsprechenden Fall, wie *Thyrae* (s. o.). „Nach der Beschaffenheit des Externteiles, welcher nicht nur keine Medianfurche zeigt, sondern von den Querrippen geradlinig übersetzt wird, möchte man geneigt sein, die vorliegende interessante Form zu *Sagenites*, bzw. zu *Trachysagenites* zu stellen (!). Die Skulpturverhältnisse der Flanken lehren aber, daß die nächsten Verwandten der Art bei *Trachyceras*, und zwar bei der Gruppe der *Trach. acanthica*, zu suchen sind“; auch hierin haben wir nach MOJSISOVICS keinen subgenerischen Zweig zu erblicken, sondern wir werden wiederum an die Möglichkeit atavistischer Rückschläge erinnert. „Dies mahnt um so mehr zur Vorsicht, als es sich nicht um eine Reihe im gleichen Sinne abgeänderter Arten oder um individuenreiche Arten, sondern bloß um ein vereinzeltes Vorkommen handelt, welches durch weitere

Funde sich bloß als eine individuelle Abänderung eines normalen *Trachyceras* herausstellen könnte. Wir dürfen aus diesem Grunde auch daran keinen Anstoß nehmen, daß das charakteristische Merkmal von *Trachyceras* i. e. S., die Verdoppelung der Externdornen, bei *Trach. mutatum* nicht vorhanden ist.“ Ein Mann wie MOJSISOVICS, der so viel Wert auf die allerkleinsten Unterschiede legt, — denn damit allein kann er seine Systematik, seine Ansichten über die Entwicklung der triadischen Ammoniten stützen — sollte es vermeiden, seine Zuflucht zu „individueller“ Abänderung zu nehmen. Denn mit Recht wird man fragen, wenn die individuelle Abänderung so weit gehen konnte, daß sie nicht mehr vor Gattungsgrenzen Halt macht, wie in diesem Fall, woher wissen wir dann, ob nicht gerade die wenigen Stücke, die MOJSISOVICS oft einer Art zugrunde legt, durch individuelle Ähnlichkeit zusammengeführt worden sind; ob nicht individuelle Formenentwicklung sich in die Grundlage seiner ganzen Systematik nicht nur einmal, sondern immer wieder eingeschlichen hat? Ein größeres Material müßte wohl die Mängel erweisen; wir hören MOJSISOVICS verschiedentlich (Hallst., S. 616) über den Mangel an Material klagen, — ich kann mich des Gefühls nicht erwehren, daß dies eine Selbsttäuschung ist: das Material an sich ist sehr reichlich, nur die einzelnen „Gattungen“ und „Arten“ sind arm an Individuen, und wenn MOJSISOVICS dreimal soviel Material zur Verfügung gehabt hätte, — er hätte wohl dreimal soviel „Gattungen“ und „Arten“ gefunden, und seine Klage über das mangelnde Material wäre nicht minder beweglich erklungen!

An einzelnen Gruppen läßt sich gerade bei MOJSISOVICS zeigen, daß es tatsächlich das Übermaß von Arten ist, das eine exakte Bestimmung unmöglich macht. So z. B. gehören *Anolcites Isoldae* (Hallst., S. 696, Taf. 162, 16), *An. Lenaui* (a. a. O., S. 698, Taf. 162, 19) und *An. Carnerii* (a. a. O., S. 698, Taf. 162, 17), alle drei aus dem Marmor mit *Lobites ellipticus* des Feuerkogels (= ob. *aonoides* — St.), je auf ein Exemplar gegründet, zu einer Art; verschieden ist eigentlich nur die Intensität der Skulptur, und ich bin sicher, daß weitere Funde auch darin noch mehr Übergänge erweisen werden. Die genaue Beschreibung dieser drei „Arten“ erfüllt mehr als zwei Seiten; diese Ausführlichkeit wird man von dem Augenblick ab vermissen können, wo man die Zusammengehörigkeit erkannt hat. Ebenso gehören zusammen *Anolcites julium* (Med., S. 103 104, Taf. 13, 3. 4. 8., vgl. Hallst., S. 622), *pelasaronum* (Med., S. 107, Taf. 13, 7), *Neumayri* (a. a. O.,

S. 107, Taf. 13, 6. 14, 1) und *judicaricum* (a. a. O., S. 108, Taf. 14, 3), soweit sie aus dem schwarzen schiefrigen Daonellen-Kalk bei Prezzo in Judicarien (*Archelaus*-Zone) stammen. Habitus und Skulptur sind überall genau dieselben: *clapsavonum* (Taf. 13, 7) hat am wenigsten Dornen, Dornen am Nabelrand sind indes schon angedeutet; deutlicher treten diese bei *Neumayri* (Taf. 13, 6) und *julium* (Taf. 13, 3. 4) hervor, während der dornenreichere *Neumayri* (Taf. 14, 1) den Übergang zu dem am stärksten skulpturierten *judicaricum* (Taf. 14, 3) vermittelt. In der Skulptur weiß ich diese letzteren nicht von *ladinum* (Taf. 14, 2) — gleichfalls aus demselben Daonellen-Kalk — zu trennen; aber die Lobenlinie ist hier im Gegensatz zu *julium* (Taf. 13, 4) und *Neumayri* (Taf. 13, 6 und 14, 1), bei denen sie noch ziemlich ceratitisch ist, bereits ausgesprochen ammonitisch. Ich will nicht für Zusammenfassung mit den übrigen trotz der verschiedenen Lobenlinie plädieren, sondern nur daran erinnern, daß eine Auffassung sehr gut denkbar wäre, bei der als erstes und wichtigstes Moment für systematische Untersuchungen die stratigraphische Lage gilt (s. S. *433* ff.). Wir wissen, daß die Lobenlinie in ihrer Ausbildung im einzelnen schwankt, und gerade bei einer Gruppe wie *Trachyceras* im weitesten Sinn, bei der ceratitische und ammonitische Lobenlinien auftreten, kann es nicht verwundern, wenn die Zackung bei ein und derselben Art einmal auf die Sättel übergreift und das andere Mal auf die Loben beschränkt ist. Der grundsätzliche Unterschied ist jedenfalls nicht so groß, wie uns durch den frühzeitig eingetrichterten Gegensatz zwischen „*Ceratites*“ und „*Ammonites*“ vorgetäuscht wird, und jedenfalls nicht größer als die individuellen Schwankungen, wie sie sich in der Lobenlinie mancher Ammoniten finden!

Zusammenziehen lassen sich ferner drei „*Protrachycerata furcosa*“ aus dem rotbraunen Marmor des Raschbergs (*aonoides*-Zone): *Kiliani* (Hallst., S. 625, Taf. 144, 4), gegründet auf ein Stück, *inclinans* (a. a. O., S. 626, Taf. 145, 2), gegründet auf drei Stück, und *Hymenes* (a. a. O., S. 627, Taf. 144, 5), gegründet auf ein Stück. *Kiliani* ist freilich evoluter, aber die beiden letzteren unterscheiden sich nur durch schmälere Umgänge und zahlreichere schmälere Rippen bei *Hymenes*. Nach MOJSISOVICS gehört *Kiliani* in die Verwandtschaft *Protarch. subfurcatum* (a. a. O., S. 625, Taf. 166, 6); und von *subfurcatus* kann ich den etwas schwächer skulptierten *Rudolphi* (a. a. O., S. 623, Taf. 166, 2. 3) nicht trennen; *Hadwigae* (a. a. O., S. 624, Taf. 166, 4. 5) wiederum stimmt mit

letzterem vollkommen in der Skulptur, und ist nur etwas evoluter. —

Mit diesen wenigen ganz beliebig herausgegriffenen Fällen glaube ich den Beweis erbracht zu haben, daß die Arten MOJSISOVICS, seine ganze Einteilung auf viel zu schwachen Füßen steht, als daß sie uns ein Hilfsmittel in paläontologischer oder stratigraphischer Beziehung sein könnten. Die von ihm geschaffenen Gattungsnamen haben in unsere Lehrbücher Eingang gefunden, ohne daß dabei die von ihm verfochtene Systematik genau wiedergegeben worden wäre; naturgemäß ergeben sich daraus gewisse Widersprüche, und die Unsicherheit bei der Umgrenzung eines Gattungsbegriffs wird dadurch noch größer, als sie an sich schon ist. Nach allem dem könnte nichts erwünschter sein, als eine neue gründliche Umarbeitung des gesamten MOJSISOVICSschen Materials.

Es liegt mir weniger daran, zu zeigen, wie MOJSISOVICS selbst geirrt hat, denn damit würde ich nichts ganz Neues aussprechen; es gilt unter Paläontologen als ein offenes Geheimnis, daß die Zergliederung der triadischen Ammoniten, wie sie MOJSISOVICS durchgeführt hat, zuweit geht. Viele sind sich darüber einig, daß zahlreiche seiner Arten, ja Gattungen sich nicht aufrechterhalten lassen; es scheint aber auch unter ihnen die Meinung sehr verbreitet, daß dies ein rein äußerlicher Fehler von im Grunde untergeordneter Bedeutung sei, der leicht zu korrigieren wäre. Dem gegenüber muß darauf hingewiesen werden, daß, wer es je mit triadischen Ammoniten zu tun hat, sich unmöglich mit gutem Gewissen auf seine Arbeiten, auf seine Gattungen und Namen beziehen darf. Und es ist nicht meine Ansicht, daß gerade nur MOJSISOVICS sich so geirrt hat; das Lob, das diese großen Arbeiten immer wieder finden, die zahlreichen Arbeiten, die nach diesem Muster Systematik, Namen, Abstammungslehre machen, alles dies zeigt uns deutlich genug, wie gang und gebe diese Art wissenschaftlicher Betätigung ist, diese unglückselige Methode, die in den meisten Fällen nicht einmal nachprüft, sondern einfach bald hier, bald dort eine neue Untergattung, eine neue Art aufbaut mit blindem Vertrauen auf die einmal von Jugend auf eingelernte Systematik, auf die Namen derer, die sich durch ihre Benennungen, durch ihre Ableitungen — wenn auch unbewußt — eine Tyrannei in unserer Paläontologie angemaßt haben, unter der wir nachgerade lange genug geseufzt haben sollten. Und es ist wohl nicht einmal immer nur das Vertrauen auf jene bald historischen Namen, es ist gar zu oft nur die Unbequemlichkeit. Jeder Fund, den ich bestimmen

will, zwingt mich zu einem Kompromiß mit meinem Gewissen, jeder Ammonit, den ich finde, beweist mir die Unzulässigkeit unserer Nomenklatur, das Falsche unseres engen Artbegriffs; wer will aber aus dem einen Stück heraus alle die anders Gesinnten überzeugen?

Was die Beschreibung der Formen eines neuen Fundpunktes zeigt, das ist meistens nur, daß überall die Großarten es sind, die stark variieren, vielleicht hier etwas anders als dort, — aber das muß ja so sein, entsprechend den selten genau übereinstimmenden Lebensbedingungen. Es ist dies kein Gesichtspunkt, von dem aus das Material in Angriff genommen werden soll, sondern es ist das einzig mögliche Ergebnis aller paläontologischen Arbeiten. Und dies Ergebnis sollte man ausnützen; als ich[1]) auseinandersetzte, wie das Festhalten an den OPPELschen Arten zum Teil nicht möglich sei, da ihre Unterscheidung nicht scharf sei, da wurde mir von wohlwollender Seite mitgeteilt, das hätte man schon vor dreißig oder mehr Jahren gewußt. Warum hat man dann aber nicht die Konsequenzen gezogen, warum hat man dann nicht alles getan, um zu verhindern, daß die gesamte paläontologische Wissenschaft immer weiter auf dem durch OPPELs Autorität sanktionierten Weg weiterging? Man hat nicht nur die alten Namen weiter benutzt, sondern man hat noch mehr Kinder solchen Geistes in die Welt gesetzt oder setzen lassen; mag nun der einzelne unterscheiden zwischen zoologischer und deskriptiver Art wie M. SEMPER[2]), mag er den Wert der paläontologischen „Arten" auch richtig einschätzen, ein unbedingtes Erfordernis ist dann jedenfalls, daß diese richtige Auffassung auch in der Nomenklatur zum Ausdruck kommt.

Die in der Paläontologie noch sehr verbreitete Binomenklatur genügt nicht nur längst nicht mehr, sondern sie gibt eine ganz falsche Vorstellung, die Vorstellung nämlich, als ob die fossile binome „Art" etwas ebenso Konstantes, etwas der normalen binomen, zoologischen oder botanischen Art Entsprechendes wäre. Schon vor bald einem Vierteljahrhundert hatte NEUMAYR dies erkannt, (Stämme des Tierreichs S. 66/67): „Wo dies nicht möglich ist", — nämlich die Unterscheidung von Mutationen mit ihren Varietäten, — „ist es am besten, die miteinander durch Übergänge verbundenen Formen unter einem Gesamtnamen zusammenzufassen, und die einzelnen

[1]) G. *Oppelia*.
[2]) N. J. 99. I.

Typen durch besondere Namen auszuzeichnen, so daß jede derselben nicht wie in der LINNÉschen Nomenklatur durch zwei, sondern durch drei Worte bezeichnet wird." Und wie steht es heute? Jedem, der in Geologie und Paläontologie sich einarbeiten will, dem stürmt zunächst als ein wirkliches Abschreckungsmittel die Schar von Gespenstern entgegen, die sich Arten nennen, und wirklich nur „Gespinster" sind; wer den Kampf mit ihnen aufnimmt, der merkt bald, wie fadenscheinig die Weisheit ist, aber er merkt auch bald, welch furchtbare Gegner er in ihnen hat. Um sie drehen sich die Fragen der Bestimmung; das bearbeitete Objekt selbst tritt zurück, und die ganze Arbeitskraft wendet sich den Synonymen und Nichtsynonymen zu, und schließlich ist das Resultat: es paßt nirgends hin, — das Stück, von dem ich sofort weiß, es ist ein *Amm. macrocephalus*, es ist eine biplicate Terebratel aus den Variansschichten, eine bezeichnende Versteinerung —, ich kann es nicht benennen, bevor ich so und so viele Literatur durchgewälzt habe, bevor ich meine Zeit und Arbeitskraft in lächerlichen Frägchen erschöpft habe, ob X unter *macrocephalus* auch wirklich nur dies, ob Y unter *biplicata* nicht vielmehr eine etwas stärker gewölbte Form verstanden habe!

Diese unhaltbaren Zustände verdanken wir mit und vor allem denen, die sich nicht an die einfachsten Wahrheiten gekehrt haben, und es auch jetzt noch nicht tun. Schon 1889 hat NEUMAYR (Stämme des Tierreichs, S. 67) geschrieben: „So viel ist sicher, daß die Zeit vorbei ist, in welcher es als ein großes Verdienst und eine wissenschaftliche Tat gelten konnte, einige Dutzende neuer Arten benannt und mit Diagnosen veröffentlicht zu haben." — Leider ist die Zeit eben immer noch nicht vorbei!

Wenn man sich an den Geist des Aufstellens und Verwendens von Arten hält, wie er heute in der Literatur herrscht, so muß man zweifeln, ob immer das Verständnis für den ursprünglichen Zweck der möglichst engen Artbegrenzung dabei noch vorhanden sei. Man muß vielmehr rein nach der Parallelität der Nomenklatur zu dem Ergebnis kommen, daß nach Ansicht zahlreicher Paläontologen die paläontologische Art der normalen zoologischen Art entspreche. Und von diesem Gesichtspunkt aus gibt es zwei mögliche, grundsätzlich verschiedene Auffassungen: Entweder zu Lebzeiten einer bestimmten Fauna bestehen so und so viele äußerst ähnliche Arten nebeneinander, oder es existiert nur eine variierende Großart, und die vermeintlichen Arten

sind nichts als deren Variationen. Eine solche Macht haben die Namen, daß die letztere a priori viel natürlichere Annahme einer gewissen Variation jeder Großart, wie wir sie bei lebenden Tieren fast alltäglich beobachten, erst belegt werden muß gegenüber der ersteren Annahme, die in der Literatur die gebräuchliche scheint. Wenn heute in Hinterindien eine Fauna mit 50 Stück Macrocephalen entdeckt wird, die alle denselben Typus haben, aber in jedem Stück etwas verschieden aussehen, so wird der Nachweis verlangt, daß es sich wirklich um dieselbe variierende Art handelt und nicht etwa um verschiedene Arten! Man sollte doch denken, daß in einer solchen Fauna zunächst einmal die Annahme von den verschiedenen, so sehr ähnlichen „Arten", die sogar durch Übergänge verbunden sind, durch entsprechende Tatsachen in der lebenden Natur bewiesen werden müßte, aber diese Beweisführung ist überhaupt noch nie versucht worden! Im Gegensatz hierzu häufen sich von Tag zu Tag die Belege, daß diese sog. „Arten" durch Übergänge verbunden und somit Varietäten sind. Soweit es sich dabei um zeitlich gemeinsame Variationen (im Gegensatz zu den Mutationen) handelt, kann ihre Unterscheidung im einzelnen höchstens den einen praktischen Grund der Verständigung über die eine oder andere Variationsrichtung haben; und in diesem Fall müßte ein dritter Name angehängt werden, der die Richtung der Variation anzeigt. Und mit dem Begriff der Variationsrichtung ist zugleich die Tatsache ausgesprochen, daß diese Richtung in verschiedenen Lokalitäten sich wiederholen kann; zugleich ist damit aber auch deutlich genug vor Augen gerückt, wie verfänglich es wäre, wenn wir statt dessen einen Artnamen geben würden: Nichts ist nämlich natürlicher, als daß eine Großart hier so, dort so variiert hat, denn genau dieselben Lebensbedingungen wiederholen sich kaum an verschiedenen Orten: wer einmal z. B. im schwäbischen Jura den *Amm. hecticus* gesammelt und seine starke Variationsfähigkeit beobachtet hat (s. z. B. QUENSTEDT: Ammoniten, wo dieselben wahrheitsgetreu zur Darstellung gebracht sind), der muß daran zweifeln, ob es irgendwelchen Sinn hat, diese Variationsfülle in verschiedene Art-, ja Gattungsnamen zu zwängen und dadurch widersinnig auseinanderzureißen, was doch zusammengehört. — Und wer sich klarmacht, daß *hecticus* nicht nur hier, sondern auch in Ungarn oder im französischen Jura und überall, wo immer er gelebt hat, gleichfalls variiert hat, der wird sich nicht darüber wundern, daß es diesem Tier öfters gelungen ist, hier wie dort ganz entsprechende

Formen zu erzeugen: er kann dann doch nicht diese zufällig in der Form übereinstimmenden Exemplare mit einem besonderen gemeinsamen Namen benennen und je aus ihrem Kreis herausreißen! Denn damit wird ja das ganz falsche Bild gegeben, als ob beiden Gegenden eine ganz bestimmte *hecticus*-Form gemeinsam wäre, die anderen Gegenden vielleicht fehlt, und auf deren gemeinsamen Vorkommen alle möglichen Folgerungen stratigraphischer und paläogeographischer Natur gezogen werden könnten, wovon doch nach dem angegebenen einfachen Tatbestand nicht die Rede sein kann. Dieses Bild kann sich aber, ja es muß sich in vielen Fällen geradezu aus einer gewöhnlichen Bestimmung auf Grund der verschiedenartigen zu berücksichtigenden Literatur ergeben. Verwertbar ist nur die Tatsache, daß im oberen Dogger sowohl in Süddeutschland als in Norddeutschland, als in Ungarn usw. der *Amm. hecticus* auftritt, und zwar in vielen Variationen; — nicht verwertbar ist aber die Fiktion, als wären ganz bestimmte gemeinsame „Arten“ vorhanden.

Die Frage der Artbegrenzung ist nachgerade in ein groteskes Stadium gerückt durch eine neuere Arbeit, die, auf dem alten unverstandenen Dogma von der Notwendigkeit des Festhaltens aller Unterschiede fußend, das merkwürdige Rätsel des Übergangs zahlreicher „Arten“ einer Gattung ineinander durch Bastarden-Bildung zu erklären sucht! Es ist das die Arbeit von DE TSYTOVITCH über *Hecticoceras* im Callovien von Chézery (Abh. Schweiz. Pal. Ges. 1911), aus deren Resultaten ich folgenden Satz zitiere (S. 81): „Wenn ich die *Hecticoceras* von Chézery in 6 Gruppen von Arten eingeteilt habe, so habe ich damit nicht die Absicht, zwischen ihnen absolute Unterschiede aufzustellen. Im Gegenteil, wie in jeder dieser Gruppen die verschiedenen Species untereinander durch vielfache Übergänge (liaisons multiples et complexes) verbunden sind, so sind auch sie (die Gruppen) untereinander durch Übergänge verknüpft, die mir um so deutlicher erschienen, je größer das Material wurde. Dieses vollkommene Fehlen jeder scharfen Grenze führt uns zwingend zu der Annahme einer autochthonen(!) Fauna, deren Elemente sich rasch an Ort und Stelle vermehrt haben, indem sie zwar in verschiedenen Richtungen strebend stark variante Formen hervorgebracht haben, die aber eng miteinander verwandt sind.“ So kommt DE TSYTOVITCH auf den Gedanken, daß man es hier z. T. mit Bastarden zu tun hat. — Aus dieser Betrachtungsweise spricht die Befolgung eines Systems, das — ich nehme es zu seinen Gunsten an — mißverstanden ist. Psychologisch ist dieses Resultat

verständlich: In der Freude über die Fortschritte der vergleichenden Stratigraphie auf Grund einer genaueren Speciesunterscheidung seit OPPEL hat man den Leitwert vieler Formen überschätzt; und man kann leicht verstehen, daß man einem noch so kleinen Unterschied lieber zuviel als zuwenig Ehre antun wollte.

Hier zeigt sich uns klar die notwendige Folge der allzu subtilen Artenunterscheidung, hier zeigt sich zugleich deutlich, was der Unterschied zwischen Art und Varietät ist; nur um das Selbstverständliche zu begreifen, daß Formen einer Zone, die bei Chézery 15 bis 50 cm mächtig ist, ineinander übergehen, müssen wir mit Rücksicht auf die nun einmal herrschende Methode der vielen Arten unsere Zuflucht zur Bastardierung dieser „Arten“ nehmen! Es ist das das Extrem von dem, was geleistet werden konnte in der durch die Tradition vorgeschriebenen Richtung. Extreme aber berühren sich; und so bedarf es wahrlich nur eines etwas geänderten Gesichtspunktes, um zu erkennen, daß alle Hecticoceraten — zunächst bei Chézery — einer einzigen stark variierenden Art angehören. Diese Erkenntnis kann nur demjenigen Schmerzen bereiten, der seine irgendwo gesammelten Hecticoceraten gerne bestimmt haben möchte; die Frage ist nur die, was das Bestimmen als solches für einen Zweck hat. Wenn nun aber jemand wissen wollte, wie diese einzige Art von *Hecticoceras* zu benennen sei, so kann ich höchstens antworten: „*Hecticoceras hecticum*“, — falls diese Tautologie beruhigender wirken sollte.

Zwei Einwände könnten erhoben werden:

1. Mögen wir uns ein Bild von dem Verlauf und der Lokalisierung der Entwicklung machen, wie wir wollen: Wanderungen, vielleicht auch passive Verschwemmung in lebendem oder totem Zustand werden stets stattfinden können, und somit dürfen wir nicht überall erwarten, daß die Formen in einer bestimmten Gesetzmäßigkeit auftreten. Manche Schichten werden unter autochthonen Elementen auch Fremdlinge enthalten, und dann werden wir uns vergeblich bemühen, Ordnung hinein zu bekommen. Das könnte ja auch gerade bei Chézery der Fall sein; freilich DE TSYTOVITCH selbst ist zu dem entgegensetzten Schluß gekommen, nämlich daß die gesamte Fauna autochthon sei (a. a. O., S. 81). Über diese Frage läßt sich wohl nicht ohne weiteres eine Entscheidung treffen. Zunächst kann betont werden, daß wir keinerlei Veranlassung haben, ausgerechnet in Chézery anormale Verhältnisse anzunehmen, derart, daß hier eine besonders bedeutende

Zusammenschwemmung verschiedenartiger Elemente stattgefunden haben sollte: über Callovien mit Macrocephalen und unter Lamberti-Schichten lagern eisenoolithreiche Kalke mit *Reineckia anceps* und *Hecticoceras*, es ist eine ganz normale Schichtfolge. Mit demselben Recht wie bisher könnten wir dann auch die anderswo vorkommenden Hecticoceraten für zusammengeschwemmt erklären, — die nebenbei überall — wo ich sie noch gesehen habe — in derselben starken Variationsfähigkeit auftreten wie bei Chezery. Und damit komme ich zu dem andern möglichen Einwand.

2. Es ist ganz zweifellos eine der verdienstvollsten Arbeitsweisen, irgendwo Schicht für Schicht abzuräumen und Zentimeter für Zentimeter die Fossilien herauszuholen; nur so wird man die Zonenbeständigkeit gewisser Formen und ihre allmähliche Veränderung feststellen können. Und wenn solche Arbeiten in verschiedenen Gegenden unter gegenseitiger Berücksichtigung durchgeführt werden, so wird man dadurch vielleicht einmal wirkliche Entwicklungsreihen aufstellen und auch den Weg der Wanderungen, der Verschiebungen gewisser Faunenelemente kontrollieren können. Dieser Methode liegt die richtige Erkenntnis zugrunde, daß wir trotz noch so großer Aufsammlungen, trotz des zum Teil riesenhaft zusammengehäuften Materials aus fossilreichen Schichten mit den Entwicklungsreihen nicht recht vom Fleck kommen, vielleicht besonders deswegen, weil die fossilärmeren Schichten stets zu wenig von den „Sammlern“ berücksichtigt werden.

Sie sind es, die doch großenteils wahllos aus dem ihnen als fossilreich bekannten Horizont sammeln; dadurch verliert das Material mindestens seinen halben wissenschaftlichen Wert, der erst dann erschöpft wäre, wenn Zentimeter für Zentimeter abgeklopft und gesondert etikettiert würde. Von diesem Gesichtspunkt betrachtet verlieren fast alle Sammlungen beträchtlich an Wert, und ebenso auch die darauf gegründeten Publikationen, und das ist z. B. auch der nie gutzumachende Fehler bei Mojsisovics. Jedenfalls liegt in dieser Richtung noch eine Unsumme wissenschaftlicher Arbeit.

Es könnten also — würde man vielleicht vermuten — auch in Chézery die zahlreichen Varietäten des *hecticus* selbst in ihrem beschränkten Auftreten in einer gewissen Gesetzmäßigkeit aufeinander folgen, und das könnte vielleicht de Tsytovitch entgangen sein. Auch diese Frage kann von hier aus nicht entschieden werden. Es ist kein Zweifel, daß wir in große Schwierigkeiten kommen, wenn wir innerhalb einer 15 cm (a. a. O.) mächtigen fossilführenden

Schicht horizontieren wollen. Theoretisch dürfen wir vielleicht mit Recht annehmen, daß die Formen, die ohne Zweifel von vornherein eine gewisse Variationsbreite gehabt haben, sich allmählich verändert haben, und daß wir zunächst einmal erwarten dürfen, zu unterst andere Formen anzutreffen wie zu oberst; in den dazwischenliegenden Formen haben wir dann die Übergänge zu suchen.

Nun kommt alles auf die Frage an, ob die Sedimentierung jener 15 cm Gestein so langsam vor sich gegangen ist, daß für eine Entwicklung Zeit vorhanden war; wenn nicht, so sind alle stratigraphisch-entwicklungsgeschichtlichen Untersuchungen innerhalb dieser Zone unnötig, wenn ja, so wäre es unverständlich, wenn innerhalb der langen Zeit, — die man für eine allmähliche Entwicklung doch wohl annehmen muß — und angesichts der minimalen Sedimentation, d. h. der schlechten Erhaltungsmöglichkeit, die Schalen aller der Hecticoceraten, die das damalige Meer bevölkerten, wirklich erhalten, und zwar so gut erhalten wären. Sie können nicht lange frei dagelegen haben, sonst müßten die Schalen wenigstens zum Teil angelöst, mit Schmarotzern (*Serpula*) besetzt oder angebohrt sein; derart gut erhaltene Fossilien müssen sehr schnell eingebettet worden sein, somit bleibt für eine Entwicklung gar keine Zeit. Nur wenn die Sedimentation innerhalb einer solchen Zone eine ungeheuer gleichmäßige gewesen ist, nur wenn gar keine Umschwemmungen, gar keine Meeresströmungen stattgehabt haben, können wir erwarten, daß uns die Formen in der Reihenfolge ihrer Entwicklung auch heute noch vorliegen, und nur dann dürfen, ja müssen wir jedes Stück, das etwas höher liegt als das andere, und wenn es auch nur $^1/_2$ cm höher begänne, daraufhin ansehen, ob der Lauf der Entwicklung sich in seiner Form ausspricht, und wir müssen es, wenn wir einen Unterschied gegenüber dem „älteren" Stück feststellen können, besonders benennen. Diese Benennung hat den Zweck, zu zeigen, daß es sich hier um eine besondere Form handelt; wie verfolgt man ihren Horizont?

Das sind doch wohl die notwendigen Konsequenzen aus der Methode des Absuchens Zentimeter für Zentimeter; und so wäre jedenfalls diese Paläontologie sehr abhängig von stratigraphischen Gesichtspunkten. Es fragt sich überhaupt, ob man dieser Methode einen Erfolg garantieren kann, und was ihre Fehlerquellen sein werden. Ganz allgemein ergeben sich jedenfalls große Schwierigkeiten. Nehmen wir an, wir hätten irgendwo etwa in der Bank 1 den *Amm. subradiatus*

mit seinen Variationen, weit darüber in der Bank 10 den *Amm. fuscus* mit den seinen — und in den zwischenliegenden Bänken 2—9 die allmählichen Übergänge, und zwar in jeder Bank eine nur ihr eigene ausgesprochene gesetzmäßige Mutation; das wäre also ein Fall, wie ihn WAAGEN erkennen wollte. Wir hätten zunächst hier 10 gute Leitfossilien, und zwar — so gut wie *subradiatus*, so gut wie *fuscus* — je mit ihrer Variationsbreite. Ich bezweifle, daß man nun praktisch die Mutationen zweier aufeinanderfolgenden Bänke, die einander sehr ähnlich sein müssen, klar unterscheiden kann; die jedesmal zugleich auftretenden Variationen werden die Merkmale bald der nächst älteren, bald der nächst jüngeren Mutation zufällig wiederholen können, und schließlich wird eine Form neben der aus ihr entstandenen Mutation weiterleben können; die an und für sich minimalen Umterschiede zwischen all diesen Mutationen werden verschwimmen und für die Praxis illusorisch werden. Aber zugegeben, auch diese Unterscheidung mag möglich sein, es mag gelingen, ein Merkmal herauszufinden, das bei aller Variation konstant bleibend nur die allmähliche Mutation widerspiegelt (freilich widerspricht dies meinen Erfahrungen bei Ammoniten, denn hier schwankt alles), — wird es stets in allen Gegenden, unter allen Lebensbedingungen dasselbe Merkmal sein, auf das wir bauen können? Es ist schon ausgesprochen worden, daß eine Großart — etwa *subradiatus* — hier diese, dort jene Variationscharaktere besonders ausgeprägt zeigen wird, daß damit die Form hier wie dort ihren besonderen Gesamtcharakter wird zeigen können, oder — um mit den Freunden der vielen Arten zu sprechen — hier andere der Gegend eigene Arten auftreten mögen als dort. Demnach wird auch die Entwicklung im einzelnen und im kleinsten hier anders vor sich gehen müssen als dort, hier werden andere Mutationen auftreten als dort, Wanderungen und Verschwemmungen stören die ursprüngliche Ordnung, ortsfremde Elemente führen uns irre, und damit erklärt sich nicht nur die Unmöglichkeit, ein Fossil so zu bestimmen, daß es einer derart strengen Artenauffassung genügt, damit erklärt sich ganz allgemein, daß man nicht erwarten darf, die Mutationen der vorhin angenommenen Bänke 1—10 auch nur in einem beschränkten Gebiet in derselben Art und Weise aufeinanderfolgen zu sehen, da ihre Unterscheidung auf all zu subtilen Merkmälchen beruht.

Durch all diese Überlegungen soll der Wert stratigraphisch paläontologischer Untersuchungen im kleinen durchaus nicht

völlig geleugnet werden; nur die Grenzen, die dieser Arbeitsweise gestellt sind, müssen wir im Auge behalten.

Die Mehrzahl der neueren „Arten“ ist jedenfalls ohne derartige Überlegungen aufgestellt worden, und sie haben zum Ausbau unserer Stratigraphie keinen Deut beigetragen, sie haben für entwicklungsgeschichtliche Untersuchungen gar keinen Wert, sie sind nur dazu da, um zu verwirren, da sie nur Einzelfälle irgendeiner Variation, einer Mutation darstellen, und in manchen Fällen wohl nicht einmal das, sondern Kombinationen von beiden.

Hand in Hand mit der besprochenen Arbeitsweise muß jedenfalls eine weitere Arbeit gehen, und das ist die Untersuchung der Variationsbreite der Formen innerhalb eines gewissen Zeitabschnittes. Die Ammoniten werden — etwa im Jura — stets als die besten Leitfossilien bezeichnet, und mit Recht; ihre Variationsbreite aber ist z. T. ganz außerordentlich groß. Die Leitfossilien freilich werden immer wieder erkannt, aber unsere Methode bringt es mit sich, daß sie nur in möglichst enger Artumgrenzung anerkannt werden, die abweichenden Formen — „ähnliche Arten“ — werden zu wenig beachtet. Es wird sich, wenn nur erst das genügende Material gesammelt und vor allem auch mit anderen Augen betrachtet wird, herausstellen, daß es sich fast durchweg nicht um verwandte Arten, sondern um Variationen handelt.[1] Den Nachweis für die „Gattung“ *Hecticoceras* hat DE TSYTOVICH erbracht; und es müßte eine dankenswerte Aufgabe sein, zu verfolgen, wie weit die Variationsbreite bei allen Ammoniten geht. Daraus würde man ein Urteil gewinnen über den Wert zahlreicher Unterscheidungen, nicht nur von Arten, sondern auch von Gattungen. Daraus würde man vielleicht auch erkennen können, wie wir unversehens durch sie von der wissenschaftlichen Beobachtung weggeführt und zu einem Turnier der Wörter gezwungen werden. Wenn es einmal z. B. irgendwo gelingen wird, etwa die Formen zu finden, die zwischen den ältesten Oppelien und Harpoceraten stehen, — und ich zweifle nicht, daß auch dies gelingen wird, sowie wir nur einmal gelernt haben, mit anderen Augen zu sehen, — nun, so würde dies auch ohne die exakten und kleinlichen Unterscheidungen gelingen. Ja, diese sind es gerade, die unseren Blick in dieser Beziehung

[1] Ähnliche Anschauungen äußert neuerdings auch G. HOFFMANN: Stratigraphie und Ammonitenfauna des unteren Doggers in Sehnde bei Hannover, 1913.

eher trüben, sie sind daran schuld, wenn wir vor lauter Bäumen den Wald nicht sehen.

QUENSTEDT hat schon viele Übergänge gekannt zwischen Formen, die später in verschiedenen Gattungen eingeordnet sind; wir haben großenteils das Auge dafür verloren, da durch zahlreiche „Arten" und „Gattungen" der Begriff des Überganges erstickt wird. Ich möchte glauben, daß es gar nicht so viel ist, was uns fehlt, daß dieses und jenes Glied deshalb nicht in seinem Wesen erkannt wird, weil es uns durch das Gewand seines Namens entstellt ist.

Es ist gewiß in vielen Fällen nur die Gewöhnung an so viele von Jugend auf und immer wieder in die Ohren klingende Namen, ihre durch andauernden Gebrauch in der Literatur erlangte, fast historische Bedeutung, durch die wir uns abhalten lassen, den Dingen auf den Grund zu sehen, durch die wir zu sehr das Bewußtsein verlieren, daß es ja nur Benennungen sind, die von unseresgleichen gegeben worden sind, dieses Bewußtsein, zu dem wir uns immer wieder von neuem durchringen müssen. Ungern tastet man an Althergebrachtes, dem nur zu leicht nur wegen seines Alters ein ganz unverdienter Nimbus anhängt, und manche schlecht begründete Art behauptet sich ihren Platz in der Literatur. Alle unsere paläontologische Arbeit wird beeinflußt von dem mehr oder weniger bewußten Bedürfnis, den Gedanken der Entwicklung zu stützen; und leicht verständlich ist daher die Tendenz, die sich so sehr in der Literatur zeigt, jeden kleinen Unterschied festzulegen durch besondere Namen. Aber die Namen haben genau das Gegenteil von dem bewirkt, was zu ihrer Rechtfertigung angeführt wird. Unter ihrer Ägide sind die einstigen Arten zu Gattungen avanciert, und die Kluft, die man zwischen Art und Art viel leichter überbrückt, erscheint uns dadurch nur größer, als sie in Wirklichkeit ist. Die Gattungs- und Artnamen sind es, die uns glauben machen, die Formen wären viel selbständiger, als sie in Wirklichkeit sind, und durch diesen Glauben wird der Entwicklungslehre gerade der schlechteste Dienst erwiesen.

In der Diskussion zum Vortrage von Herrn WEPFER führt Herr H. SALFELD-Göttingen **über Artbildung bei Ammoniten** folgendes aus:

Die Ausführungen des Herrn WEPFER veranlassen mich, einige Beobachtungen mitzuteilen über das Vorhandensein engbegrenzter Arten bei Gruppen aus dem Stamm der *Peri-*

sphinctoida, bei denen unter Berücksichtigung des sämtlichen mir zugänglichen Materials keine Übergangsformen gefunden werden konnten. Damit sollen die Resultate des Herrn WEPFER an dem Material aus dem Stamm der *Oppeloida* gar nicht in Zweifel gezogen, nur vor einer zu weitgehenden Verallgemeinerung gewarnt werden. Es ist mir wohl bekannt, daß bei schwachskulpierten Formen sich sehr schwer Variationsbreiten von Arten feststellen lassen, bzw. überhaupt eine scharfe Trennung zwischen verschiedenen Arten der gleichen Gruppe nicht zu ziehen ist. Dies trifft nach meinen bisherigen Beobachtungen auf eine große Zahl von Gruppen der „Gattung" *Oppelia* zu.

Zu dem Stamm der *Perisphinctoida* (inkl. *Stephanoceras* usw.) muß ich auch aus an anderer Stelle zu erörternden Gründen die Gattung *Cardioceras* zählen. Ich greife hier die von allen Autoren sehr weitgefaßte Art „*Cardioceras alternans*" heraus. Diese eine sogenannte Art bin ich genötigt, in vier, auch stratigraphisch wichtige Gruppen zu trennen, denen bisher 24, meist neue Arten, angehören, die nicht durch Übergangsformen verbunden sind. Auch bei engster Artbegrenzung waren unter „*Cardioceras alternans* v. BUCH" immer noch Angehörige von zwei gänzlich verschiedenen Gruppen zusammengefaßt: nämlich *Cardioceras alternans* v. BUCH Typ. aus den Impressatonen des Weißjuras α oder der Zone des *Perisphinctes Wartae* BUK. des unteren Oberoxfords mit hohem schmalen und sehr fein gezähneltem Kiel, und Angehörige der Gruppe des *Cardioceras Kitchini* n. sp. (z. B. als „*alternans*" in den Jurassic Rocks of England von H. B. WOODWARD abgebildet) aus dem unteren Kimmeridge oder der Zone mit *Rasenia* (n. gen.) *cymodoce* D'ORB. Typ. (non *Amm. cymodoce* BAYLE, TORNQUIST) mit hohem, aber breitem Kiel, der kaum halb so viel „Kielleisten" trägt als *Card. alternans* v. BUCH Typ. „Kielzähnchen oder Kielknötchen".

Dem Alter nach schiebt sich zwischen beide Gruppen ein die Gruppe des *Cardioceras Bauhini* OPPEL (= *alternans* QUENSTEDT e. p.) mit einem breiten, niedrigen, kaum abgesetzten Kiel, der von Kielleisten in ähnlicher Anzahl gequert wird wie bei der Gruppe des *Card. Kitchini*. Dieser breite, niedrige Kiel tritt aber nur auf dem Steinkerne in Erscheinung, während die Schale auf der Externseite zugeschärft ist, und damit noch ein wichtiges Charakteristikum der alten Cordatengruppe aufweist.

Es ist leicht einzusehen, daß durch ein stärkeres Ausstülpen des breiten Kieles aus der *Bauhini*-Gruppe die *Kitchini*-Gruppe

entstehen würde. Da außerdem die *Kitchini*-Gruppe zeitlich auf die *Bauhini*-Gruppe folgte, so gewinnt es an Wahrscheinlichkeit, daß tatsächlich die *Bauhini*-Gruppe nach dieser Richtung permutierte, soweit Angehörige der *Bauhini*-Gruppe als Vorfahren der *Kitchini*-Gruppe des unteren Kimmeridge anzusehen sind. Die *Bauhini*-Gruppe wiederum läßt sich auf Nachzügler der Cordatengruppe, welche mit letzteren noch in die Zone mit *Cardioceras alternans* hineinreicht, zurückführen, nicht aber auf die *Alternans*-Gruppe.

Wir sehen also, daß gewisse Gruppen aus der Cordaten-Gruppe nach zwei Richtungen permutieren. Die eine Gruppe gewinnt schnell den schmalen, hohen und fein gezähnelten Kiel (die *Alternans*-Gruppe, die mit *Card. serratum* SOW. Typ. in der Zone des *Perisphinctes decipiens* SOW. Typ., dem mittleren Oberoxford, ihr Ende erreicht), die andere Gruppe erhält langsamer über die *Bauhini*-Gruppe in der *Kitchini*-Gruppe einen breiten, hohen Kiel mit einer weit geringeren Zahl von Kielleisten. Aus diesen stammesgeschichtlichen Gründen kann ich auch die Gattungsbezeichnung „*Amoeboceras*“ *Hyatt* für die jüngeren Cardioceraten vom *Alternans*-Typ nicht aufnehmen, da diese Gattung oder Untergattung zwei divergierende Zweige umfassen würde.

Innerhalb eines jeden Schichtenkomplexes, der eine der vorgenannten Cardioceraten-Arten führt, kommen nun noch weitere Arten vor, die durch das gleiche „Permutationscharakteristikum“, welches bei *Cardioceras* in der Weise der Kielbildung beruht, ausgezeichnet sind. Diese Arten zeigen eine gewisse Variationsbreite, aber zwischen den einzelnen Arten klaffen immer beträchtliche Lücken, die auch neueres Material, auch von neuen Fundpunten, in keinem Falle überbrücken helfen konnte. Wir werden hier also für die Artbildung innerhalb einer Permutationsgruppe zur Annahme von „Saltation“ gezwungen. Damit erhält für *Cardioceras* die enggefaßte Art eine scharf umrissene Gestalt!

Unter Berücksichtigung der Zahl der Rippen, der Art ihrer Teilung, ihrer Stärke, der Bildung der Knoten und der Gestalt des Mündungsquerschnittes wie der Involution hat sich gezeigt, daß die Berippung von der Gehäuseform abhängig ist, und zwar so, daß innerhalb jeder Gruppe, welche durch das gleiche Permutationscharakteristikum ausgezeichnet ist, die breit- und niedermündigen Formen eine spärlichere, aber kräftigere Berippung und Knotung tragen, die hoch- und schmal-

mündigen Formen dagegen meist keine oder nur schwache Knoten besitzen und sehr zahlreiche, feine Rippen tragen oder glatt werden. Diese Gesetzmäßigkeit trifft übrigens auch auf Gruppen anderer Ammonitengattungen (und wahrscheinlich auch auf Gruppen vieler Gastropodengattungen) zu.

Es entsteht nun noch die Frage, ob verschiedene Arten einer Gruppe sich zu den entsprechend gestalteten Arten der nächstjüngeren Gruppe weiter entwickelten. Für die Cardioceraten muß dies entschieden verneint werden. Ich habe nur herausfinden können, daß die Arten (oder Formen), welche in der Mitte einer „Saltationsreihe“ stehen, die engsten Beziehungen zu der nächstälteren und meist auch nächstjüngeren Gruppe aufweisen. Besonders wichtig ist, daß alle Arten einer Saltationsreihe in ihren inneren Windungen dort, wo zuerst die Gruppencharaktere deutlich werden, in Gestalt und Berippung am meisten zu den „Mittelformen“ hinneigen, so daß wir diese Jugendformen der Art nach meistens nicht trennen können. Andererseits wäre es auch schwer einzusehen, daß die verschiedenen Arten zu gleicher Zeit in absolut dem gleichen Sinne permutiert hätten.

Diese, wie mir scheint, für eine Beantwortung der von Hern WEPFER angeregten Frage, wie überhaupt für eine Beantwortung entwicklungstheoretischer Fragen wichtigen Tatsachen konnten nur durch sehr zeitraubende statistische Arbeiten gewonnen werden, indem auf jede Erscheinung am Gehäuse einzugehen war und alles verfügbare Material nach dieser Richtung durchgearbeitet wurde. Es ist also doch wichtig, Rippen zu zählen, Kielbreiten und Gehäuse zu messen usw.

Die monographische Bearbeitung der jüngeren Cardioceraten, die abgeschlossen ist, wird mit anderen Monographien von Ammonitengattungen des oberen Juras in der Palaeontographica erfolgen.

Nach einer halbstündigen Pause stellt Herr WAHNSCHAFFE den Antrag, zum Vorsitzenden für den folgenden Tag Herrn C. SCHMIDT (Basel) zu wählen; die Versammlung gibt ihre Zustimmung zu erkennen.

Herr H. SALFELD-Göttingen spricht sodann über **die zoo-geographische Stellung des süddeutschen oberen Juras.**

Von der Ansicht NEUMAYRS, daß die Verteilung der Faunen zur Jurazeit Zonengürteln auf der Erde entspräche, sind fast alle späteren Autoren, welche sich mit diesem Gegenstande beschäftigten, abgekommen. Von neueren Arbeiten will ich hier besonders zwei zusammenfassende herausgreifen: HAUG: Traité de Géologie, und UHLIG: Die marinen Reiche des Juras und der Unterkreide. Beide sehen in der Öffnung und Schließung von Meeresstraßen zwischen den verschiedenen Meeresbecken ein sehr wichtiges Moment für die Herausbildung oder Verwischung von faunistischen Differenzen.

Trotz dieser Arbeiten hat man sich immer noch nicht recht entschließen können, den oberen Jura Mitteleuropas als zoo-geographische Einheit aufzugeben. Mit anderen Worten: man betrachtet auch heute noch den süddeutschen, schweizer, mittel- wie nordfranzösischen, englischen und nordwestdeutschen oberen Jura gern als eine Faunenprovinz, in der im südlichen Teile der mediterrane (äquatoriale HAUG), im nördlichen der boreale Einfluß überwiegt.

Auf das Verhältnis des süddeutschen oberen Juras zum mediterranen will ich hier nicht eingehen, da ich kein neues Material zur Beleuchtung dieser Frage beibringen kann. Die nahen Beziehungen zwischen den Ammonitenfaunen des süddeutschen, schweizer, mittelfranzösischen und Krakauer oberen Juras sind genügend bekannt. Der gemeinsame Zug in den Ammonitenfaunen dieser neritischen Gebiete liegt in dem häufigen Vorkommen von Oppelien, der Gruppe des *Peltoceras bimammatum*, der Gruppe des *Idoceras planula* HEHL und *balderum* OPPEL, der Gattung *Sutneria* und der Gruppe des *Perisphinctes involutus* QUENSTEDT (*Involuticeras* SALFELD). In welchem Maße gerade diese letzteren Gruppen, Derivate von *Perisphinctes*, an der Zusammensetzung der Fauna des mediterranen oberen Juras beteiligt sind, müssen die Erfahrungen erst lehren; vorhanden sind sie jedenfalls.

Nun treten im süddeutschen wie den übrigen oben genannten neritischen Gebieten des südlichen Teiles Mitteleuropas als akzessorische Faunenelemente Gruppen von Ammoniten auf, welche in dem nördlichen Teile des neritischen Gebietes eine vorherrschende Rolle spielen. Dies sind: die Gruppe des *Amm. pseudocordatus* BLAKE und *Amm. mutabilis* *Damon* (non SOWERBY, non D'ORBIGNY) im oberen Teile der Bi-

mammaten-Schichten (diese Gruppe trennte ich als Gattung *Ringsteadia* ab), ferner die sog. Kimmeridge-Olcostephanen, die ich als Gattung *Rasenia* abtrennte unter gleichzeitiger Aufhebung der Großgattung „*Olcostephanus*". Die Rasenien entwickeln sich über *Pictonia* aus *Perisphinctes*. Weiter wäre hier als Gattung zu nennen *Aulacostephanus*, die weder mit *Reineckia* noch mit den verschiedenen Hoplitengruppen aus der unteren Kreide etwas zu tun hat, sondern sich aus *Rasenia* als aulakoider Typ (mit Ventralfurche) an der Wende zwischen Unter- und Ober-Kimmeridge entwickelt.

Im untersten Portlandien spielen im nordwesteuropäischen Gebiete Formen aus der Gruppe des *Amm. Gravesi* D'ORB. und *Irius* D'ORB. eine vorherrschende Rolle, und ein gleiches trifft auch noch auf Gebiete Mittelfrankreichs, z. B. das Dep. Yonne, zu. In Süddeutschland, der Schweiz und im Rhonebecken bilden diese von mir zur Gattung *Gravesia* zusammengefaßten Formen nur noch akzessorische Faunenbestandteile.

Das Auftreten dieser akzessorischen, nordwesteuropäischen Bestandteile in der südlichen neritischen Facies, speziell in Süddeutschland, gestattet, exakte stratigraphische Vergleiche zwischen den beiden Faunengebieten durchzuführen, wie dies auf der beigegebenen Tabelle geschehen ist.

Vergleichen wir nun weiter den Fauneninhalt an Ammoniten des südlichen neritischen Gebietes Mitteleuropas mit dem nördlichen: Im untersten Weißjura sind kaum oder doch nur wenig Differenzen festzustellen, denn auch die Cardioceraten der *Alternans*-Gruppe sind in Süddeutschland wenigstens nicht als akzessorische Bestandteile aufzufassen, ebenso nicht die Aspidoceraten und Peltoceraten im nordwesteuropäischen wie borealen. Wohl aber sind in den letzteren beiden Gebieten die Oppelien akzessorische Bestandteile. Eine Art von *Cardioceras, C. serratum* SOW.-Typ, läßt sich trotz gegenteiliger Behauptung nicht in der südlichen neritischen Facies nachweisen. Diese Art ist auf die Zone des *Per. Achilles* und *decipiens* beschränkt. Wohl aber finden wir in Süddeutschland in dieser und der nächstjüngeren Zone die Gruppe des *Cardioceras Bauhini* OPPEL als akzessorische Bestandteile. Ein gleiches trifft zu für die nächstjüngere Gruppe des *Cardioceras Kitchini* n. sp. (= *alternans* aut. p. p.). Nicht dagegen läßt sich die jüngste Cardioceraten-Gruppe, die des *C. anglicum* n. sp. und *volgae* des oberen Kimmeridge in der südlichen neritischen Facies nachweisen.

Ein Zuzug von Peltoceraten in den nordwesteuropäischen und borealen Jura z. B. der Bimammaten-Schichten läßt sich

nicht mehr nachweisen. Ebenso sind auch nicht als akzessorische Bestandteile in diesem Juragebiete *Idoceras*, die Gruppe des *Amm. planula* HEHL und *balderum* OPPEL, wie *Involuticeras*, die Gruppe des *Amm. involutus* QU., nachzuweisen. Bis an die Oberkante des Kimmeridge finden wir in beiden Faunengebieten Aspidoceraten, und zwar in den gleichen Arten und in fast gleichem Individuenreichtum, verbreitet. Von den Gigas-Schichten an aufwärts fehlen sie dagegen im nordwesteuropäischen wie borealen Juragebiete, wie auch die aulakoiden Aspidoceraten, die Waagenien, hier nicht vertreten sind.

Wie dem nordwesteuropäischen Gebiete die Gruppe des *Idoceras planula* fehlt, so ist in dem südlichen neritischen Gebiete die gleichaltrige Gruppe *Pictonia* nicht vorhanden. [HAUG verwechselt *Amm. cymodoce* BAYLE (*Pictonia*) mit *Amm. cymodoce* D'ORB. (*Rasenia*).] Wir müssen daraus schließen, daß der vorher wie nachher bestehende Verbindungsweg über Mittelfrankreich zur Zeit der Pictonien-*Idoceras planula*-Schichten nicht bestanden hat, oder die dort herrschende Riffacies für den Austausch der Ammonitenfaunen nicht günstig war.

Nach Abschluß der Gigas-Schichten wurde Süddeutschland zum größten Teile, der nördliche Teil der Schweiz, weite Gebiete Mittelfrankreichs Land und damit jede Verbindung des nordwesteuropäischen und mediterranen Beckens in West- und Mitteleuropa aufgehoben. Von diesem Augenblicke an fehlen dann auch jegliche gemeinsamen Faunenelemente, auch in den akzessorischen Bestandteilen, und damit die Möglichkeit jeden stratigraphischen Vergleiches bis in die untere Kreide hinein.

Nach dem augenblicklichen Stande meiner Forschungen über die Faunen des europäischen oberen Juras läßt sich als Hauptzüge herausschälen: 1. im mediterranen oberen Jura haben wir Vertreter der vier im oberen Jura überhaupt vorhandenen Ammonitenstämme, der *Phylloceratida*, der *Lytoceratida*, der *Oppelo-Harpoceratida* und der *Stephanocero-Perisphinctoida*. Wir können heute noch nicht mit Sicherheit angeben, ob die ersteren beiden Stämme im mediterranen Jura die vorherrschenden sind.

2. In der südlichen neritischen Facies treten diese beiden Stämme außerordentlich stark zurück, worauf schon von NEUMAYR hingewiesen wurde. Es herrschen hier der *Oppelo-Harpoceratida*- und der *Stephanocero-Perisphinctoida*-Stamm.

3. Im nordwesteuropäischen wie borealen oberen Jura ist dann fast ausschließlich nur der *Stephanocero-Perisphinctoida*-

Stamm vorhanden, aber er entwickelt sich in anderer Richtung wie in dem südlichen neritischen und im mediterranen Gebiete.

4. Die nordwesteuropäische und boreale obere Jura-Ammonitenfauna entsendet wohl oft und zahlreichere akzessorische Bestandteile in das südliche neritische Gebiet, ja bis in das mediterrane, nicht aber oder doch nur äußerst selten und spärlich empfängt das nordwesteuropäische und boreale Gebiet akzessorische Bestandteile aus anderen Faunengebieten, wenigstens in Europa.

Ich glaube also den Nachweis geführt zu haben, daß kein einheitliches mitteleuropäisches Faunengebiet nach den vorkommenden Ammoniten, auf die sich für den Jura die Untersuchungen bisher allein erstreckten, vorhanden ist. In der neritischen mitteleuropäischen Facies sind zwei Faunengebiete zu unterscheiden, ein südliches und ein nördliches, zu letzterem gehört England, Nordfrankreich, Nordwestdeutschland und der pommersche Jura zur Zeit des Malms.

Ich möchte nun noch kurz das Verhältnis des nordwesteuropäischen oberen Juras zu dem borealen streifen. (Als Typ des borealen Juras sehen wir den innerrussischen an.) Alle Gruppen von Ammoniten, die im borealen oberen Jura herrschen, charakterisieren in gleicher Weise den nordwesteuropäischen, mit Ausnahme des *Amm. virgatus*, nicht aber der übrigen Virgatiten. Hinzu kommt, daß von anderen Faunenelementen die Aucellen im nordwesteuropäischen Jura spärlicher vertreten sind. Wir kennen aber andererseits aus dem borealen Jura nicht *Cardioceras serratum* SOW. Typ., *Ringsteadia*, *Pictonia*, die Gruppe der *Rasenia mutabilis* SOW. Typ, die Gruppe des *Aulacostephanus Yo* D'ORB., *Gravesia*, die Gruppen des *Perisphinctes pectinatus* PHILL., *Gorei n. sp.*, *eastlecottensis n. sp.* und *pseudogigas* BLAKE. Andererseits kennen wir bisher aus borealem Juragebiet keine Faunen, die zur Zeit der vorgenannten nordwesteuropäischen Zonen gelebt haben könnten. Ich kann daher auch HAUG (Traité) nicht beipflichten, wenn er im Portland ein westliches Faunengebiet mit dem Herrschen der Gattung *Pachyceras* (recte *Gravesia*; *Pachyceras* ist die Gruppe des *Amm. Lalandeanus* D'ORB., die Gruppe der sog. Oxford-Macrocephalen) in einen Gegensatz zu einem östlichen und nördlichen (borealen) mit dem Vorherrschen von *Virgatites* stellt, da alle Profile in Nordfrankreich und England die Altersverschiedenheit von *Gravesia* und *Virgatites* ergeben haben. Es kann sich daher leicht herausstellen, daß, abgesehen von dem bisherigen Fehlen von *Virgatites virgatus* und dem Zurücktreten der Aucellen,

der nordwesteuropäische und boreale obere Jura in bezug auf die Ammonitenfaunen identisch sind.

Vorläufig ist der hervorstechendste Zug des borealen oberen Juras nach den bisherigen Untersuchungen die überaus lückenhafte Entwicklung im russischen Becken. Oberoxford oberhalb der Schichten mit *Cardioceras alternans* und die tiefste Zone des Kimmeridge sind aus dem borealen Jura überhaupt noch nicht nachgewiesen. Im Moskauer Jura fehlt sogar das ganze Kimmeridge und die Gigas-Schichten, denn über den Alternans-Schichten transgredieren die Virgatiten-Schichten. Aus dem innerrussischen Jura kennen wir die Schichten mit *Rasenia uralensis*, dann die Schichten mit *Aulacostephanus eudoxus*, PAVLOWs Acanthicus-Schichten, und die Virgatiten-Schichten. Ob bei Simbirsk alle Stufen oberhalb der Virgatiten-Schichten und unterhalb der Craspediten-Schichten vorhanden sind, ist nach den bisherigen Untersuchungen nicht nachzuweisen. Die meisten Zonenammoniten der zwischenliegenden Stufen sind bisher von dort nicht bekannt geworden.

Ein Fund von *Aulacostephanus* (recte *Rasenia*) *groenlandicus* RAVN aus der Gruppe der *Rasenia mutabilis*, den RAVN aus Grönland neuerdings beschrieben hat, deutet wohl darauf hin, daß diese Stufe wohl mit gleicher Ammonitenfauna im „borealen“ Jura vorhanden ist.

Aus der großen Lücke in den oberjurassischen Ablagerungen von Westrußland wird uns auch klar, weshalb das Oberoxford und das Kimmeridgien des Krakauer Gebietes keine borealen, beziehungsweise nordwesteuropäischen Faunenelemente führt. Es war durch eine westrussische Landmasse von dem borealen innerrussischen Becken getrennt. So sehen wir die NEUMAYRsche westrussische Insel als einen Ausläufer der skandinavischen Landmasse nach Abschluß der Alternans-Schichten auf einwandfreier Grundlage wieder erstehen, obgleich ihr BODEN (Popilany) erst kürzlich jede Existenzberechtigung abgesprochen hat, freilich studierte er nicht die Ablagerungen des Oberoxford und Kimmeridge.

Die bisher veröffentlichten paläogeographischen Skizzen für den europäischen oberen Jura werden wir daher z. T. erheblich abzuändern haben, wie wir auch unsere Ansichten über die Faunenfolgen und Faunenverbreitung stark zu revidieren haben. Eingehende Erörterungen über diesen Gegenstand werden in einem der nächsten Hefte der Beilagebände zum Neuen Jahrbuche veröffentlicht werden, wie auch die paläontologischen Untersuchungen über die Ammoniten des

Vergleichend-stratigraphische Tabelle über den oberen Jura Europas. H. SALFELD 1913.

		Zonenfolge im nordwest-europäischen Juragebiet	Nordwestdeutschland	Süddeutschland	Alpine Gebiete
Untere Kreide	Valanginien	*Garnieria Marcoui* D'ORB.	Garnierien-Schichten		Garnierien-Schichten
		Horizont von Riasan	Wealden (teilweise mit sog. Purbeck-Schichten an der Basis)		*Boissieri*-Schichten
	Obere Wolga-Stufe (Aquilonien)	*Craspedites nodiger*		fehlt in Süddeutschland (eventuell bilden die Cementmergel und Krebsscherenkalke noch Äquivalente der hangendsten Partie der Gigas-Schichten)	Tithon
		Craspedites subditus und *Garnieria catenulata*			
		Craspedites okensis und *Garnieria fulgens*			
landien (HAUG)	(Bononien)	*Perisph. giganteus* SOW. und *Perisph. bononiensis* DE LOR.	Serpulit		
		Perisph. pseudogigas BLAKE			
		Perisph. Gorei n. sp.	Münder-Mergel		
		Perisph. Eastlecottensis n. sp.			
		Perisph. pectinatus PHILL.			

Port-	Portland	*Perisph. Pallasianus* d'Orb.	Eimbeckhäuser Plattenkalke	ζ	Krebsscherenkalke Cementmergel	
		Virgatites miatschkoviensis				
		Gravesia Irius d'Orb.	*Gigas*-Schichten	ε	Solnhofer Plattenkalke *Gravesia Zieteni* n. sp. (= *Gigas* aut. e. p.)	
		Gravesia Gravesi d'Orb.			*Diceras*-Kalke usw. / Plumpe Felsenkalke	
Kimmeridge	Virgulien (de Lapparent)	*Aulacosteph. pseudomutabilis* de Lor. und *eudoxus* d'Orb.	Oberes Kimmeridge (*Virgula*-Schichten)	δ	*Aulac. pseudomutabilis*	*Acanthicus*-Schichten Neumayrs
		Aulacosteph. Yo d'Orb.	Mittleres Kimmeridge (*Pterocera*-Schichten)		*Idoceras balderum* Oppel (*Aulac. Yo*)	
		Rasenia mutabilis Sow. typ.	Unteres Kimmeridge	γ	Schichten mit *Oppelia tenuilobata* Opp. *Per. polyplocus* *Sutneria galar* *Oppelia Wenzeli*	
	Ptérocerien (de Lapparent)	*Rasenia cymodoce* d'Orb. typ. *R. uralensis*				
		Pictonia Baylei n. sp. (= *cymodoce* Bayle)			*Idoceras planula* Hehl	
Oxford	Oberes Oxford	*Ringsteadia anglica* n. sp. *R. pseudocordata* Blake	Humeralis-Schichten mit *Ringsteadia* (Ob. Korallenoolith)	β	Bimammaten-Schichten	Bimammaten-Schichten
		Perisph. decipiens Sow. typ. u. *Perisph. Achilles* d'Orb. typ.	Mittlerer (bzw. oberer) Korallenoolith			
		Perisph. Wartae Buk. u. *Cardioceras alternans* v. Buch typ.	Unterer Korallenoolith		Impressaton (*Card. alternans*)	
	Unteres Oxford	*Perisph. Martelli* Oppel und *Perisph. biplex* de Loriol	Obere Heersumer Schichten	α	*Transversarius*-Schichten	*Transversarius*-Schichten
		Noch nicht gegliedert	Untere Heersumer Schichten			

nordwesteuropäischen oberen Juras in Einzelmonographien zurzeit zur Veröffentlichung in der Palaeontographica in Druck gegeben sind.

Einen Teil der wichtigsten Ammoniten habe ich hier übrigens ausgestellt, wie auch die Tafeln und meine Manuskripte den an diesem Gegenstande besonders Interessierten zur Einsicht zur Verfügung stehen.

Eine Diskussion entwickelt sich nicht.

Herr KLINGHARDT (Bonn) spricht über: **Vergleichend-anatomische und biologische Untersuchungen einer neuen Rudistenfauna aus Friaul**[1]).

A. Anatomische Resultate.

Die Fundstelle befindet sich am rechten Ufer des Torrente Colvera bei Maniago in Friaul. Die Schichten der Rudistenfauna gehören, wie besonders die Orbitoiden zeigen, sicherem Maastrichtien an. Während bis jetzt von dieser Stelle nur eine Rudistenart bekannt war (*Joufia reticulata* G. BOEHM), gelang es mir — bei einem prinzipiell sehr weitgefaßten Artbegriff —, 23 verschiedene Rudistenarten in dem zurzeit einzigen kleinen Steinbruche nahe „Poffabro“ nachzuweisen. Die im folgenden aufgezählten wichtigsten Resultate gründen sich auf ca. 250 Präparate von Rudisten Maniagos und ein sehr zahlreiches Vergleichsmaterial aus Südeuropa, Kalifornien, Jamaika usw. —

1. Bei folgenden Rudisten gelang es, den Schloßapparat nebst dem prachtvoll erhaltenen versteinerten Ligamente freizulegen:

Joufia reticulata G. BOEHM,
Radiolites musculosus n. sp.,
Colveraia variabilis n. g. n. sp.,
Sabinia sinuata PARONA,
Radiolites styriacus ZITTEL u. a. m.

Dabei ergab sich, daß zwar die Lage der Zähne bei den Radiolitiden recht konstant, ihre Gestalt und die Art ihres Eingreifens in die andere Klappe aber sehr verschieden ist.

[1]) Bei dem Vortrage wurden zahlreiche Originalpräparate vorgelegt. Die ausführliche reich illustrierte Arbeit erscheint im Laufe des nächsten Jahres.

Das in vielen Fällen versteinert erhaltene Band ließ elastische und unelastische Bestandteile deutlich erkennen.

2. Es läßt sich zeigen, daß die bis jetzt als kalkige Böden, Blasen, Maschen, Hohlprismen und Kanäle beschriebenen morphologischen Elemente (wahrscheinlich auch die akzessorischen Hohlräume) biologisch eine Einheit bilden und im Prinzip auf die Tendenz einer Schalenauflockerung zurückzuführen sind. Die sog. „Kanäle" greifen niemals tief in die Schale hinein.

3. Bei *Joufia reticulata* G. BOEHM, *Radiolites musculosus* n. sp. und *Radiolitella forojuliensis* PIRONA haben sich die Muskelstützen in der Weise differenziert, daß sie einen mehrfachen (bis fünffachen) Kranz von Kalkleisten bilden, der sich nach der Siphonalseite des Rudisten vollkommen schließen kann.

4. Folgende innere Organe konnten deutlich abgedrückt nachgewiesen werden: a) Die Cirren des Mantels, b) die Längsmuskeln des Mantels, c) die Blutgefäße des Mantelrandes und die Arterien des Mantels selbst nebst Blutlakunen, d) die Tentakeln der Siphonen, e) bei Chamen auch die Mundsegel.

5. Die genaue Lage der Kiemen konnte festgelegt werden.

6. Die innere Organisation der Rudisten war denjenigen der rezenten Chamen sehr ähnlich.

B. Biologische Resultate.

Bestimmte Rudistenarten besitzen eine Reihe bis jetzt wenig oder gar nicht beobachteter Merkmale. Hierzu gehören vor allem ungewöhnliche Bildungen besonders der Außenschicht, die scheinbar bedeutungslos sind, sich aber regional auf sehr große Entfernung hin bei bestimmten Arten konstant erhalten; z. B. die ausgezeichneten Zuwachsstreifen von *Sauvagesia texana* ROEMER aus Texas, die in gleicher Gestalt bei den bis jetzt noch nicht beschriebenen Sauvagesien der Insel Misol (Niederländ.-Indien) zu beobachten sind[1]).

Eine auffallende biologische Tatsache ist ferner, daß diejenigen Rudistenarten, die in Südfrankreich gesellig bzw. vereinzelt auftreten, sich bei Maniago (Friaul) genau so verhalten.

Es läßt sich schließlich nachweisen, daß die Rudisten gebunden waren:

a) an ein kalkiges oder kalkig-toniges Sediment,

b) an unmittelbarste Küstennähe (von einigen ganz seltenen Ausnahmen abgesehen),

---

[1]) Ich verdanke die Stücke Herrn WANNER aus Bonn.

c) an eine warme Temperatur und höchstwahrscheinlich an eine bestimmte Nahrung.

Nach Schluß der Kreidezeit trat fast auf der ganzen Erde ein tiefgreifender Wechsel in der Sedimentation ein. Hierdurch und durch die zahlreichen Begleiterscheinungen wurden die Rudisten vernichtet.

Um 12 Uhr wird die Sitzung geschlossen.

g. w. v.

gez. WICHMANN. v. SEIDLITZ. CLOOS. FISCHER.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung vom 8. August 1913.

Zoologisches Institut, Hörsaal, morgens $8^1/_4$ Uhr.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Herr WAHNSCHAFFE berichtet über die Entwicklung der Gesellschaft im letzten Jahre. Die Mitgliederzahl belief sich bei Abschluß des letzten Mitgliederverzeichnisses (Januar 1913) auf 683. Es ist also gegen das Vorjahr (1912) eine Zunahme um 12 Mitglieder zu verzeichnen. Die Zahl der in diesem Zeitraum Neueingetretenen betrug 35, so daß die Gesellschaft durch Tod oder Austritt 23 Mitglieder verloren hat. Seit Abschluß des Mitgliederverzeichnisses für 1913 sind noch 8 neue Mitglieder hinzugekommen.

Herr STROMER VON REICHENBACH berichtet über die Rechnungsrevision; er beanstandet zwei Unklarheiten in den Belegen, die von Herrn BÄRTLING aufgeklärt werden. Daraufhin wird dem Schatzmeister von der Versammlung Entlastung erteilt.

Herr FLIEGEL berichtet in Vertretung des Schatzmeisters über den Vermögensstand der Gesellschaft.

Herr WAHNSCHAFFE berichtet über die satzungsgemäß abgehaltenen beiden Revisionen der Kasse und legt die darüber aufgenommenen Protokolle vor.

Herr HENNIG berichtet über die satzungsgemäß abgehaltene Revision der Bibliothek und verliest das Revisionsprotokoll.

Herr HENNIG verliest in Vertretung des Archivars den Bericht des Herrn SCHNEIDER: „Die Versendung der Druckschriften der Gesellschaft wurde früher durch die Druckerei

bewirkt, wird aber seit Beginn des laufenden Jahres direkt durch die Gesellschaft von einem Diener unter Aufsicht des Archivars vollzogen. Wir hoffen, dadurch eine pünktlichere Zustellung der Zeitschrift an die Mitglieder zu erzielen. Ohne erhöhte Kosten ist dabei auch die Verwendung besseren Verpackmaterials erreicht worden, so daß hoffentlich die Klagen über Beschädigung der Hefte auf der Post verstummen werden.

Hinsichtlich der Bücherei ist zu erwähnen, daß die verfügbaren Räume an der Grenze ihrer Aufnahmefähigkeit angelangt sind, und daß eine weitere Zunahme der Bestände unter den bisherigen Verhältnissen nur auf Kosten der Übersichtlichkeit erfolgen kann. Auch in dem für das Archiv verfügbaren Raum macht sich Platzmangel bemerkbar, so daß z. B. die geplante Aufstellung eines Schrankes für Klischees aus diesem Grunde noch wird unterbleiben müssen."

Herr BÄRTLING berichtet über den Stand der Redaktionsarbeiten: „Seit der letzten Hauptversammlung sind wie bisher die Hefte der Abhandlungen und Monatsberichte rechtzeitig erschienen. Das Heft 6 der Monatsberichte ist kurz vor der Versammlung versandt. Heft 7 liegt bereits zur zweiten Korrektur vor. Auch die Berichte über die Fortschritte der Geologie sind rechtzeitig fertiggestellt und den Mitgliedern, die darauf abonniert haben, mit größerer Pünktlichkeit als bisher zugesandt. Besonderer Wert wurde darauf gelegt, das Erscheinen der Monatsberichte noch mehr als bisher zu beschleunigen. Soweit das in Kräften der Redaktion stand, ist eine solche Beschleunigung auch bereits gelungen, jedoch sind häufig Verzögerungen unvermeidlich, da stets der eine oder andere Autor die Korrektur nicht umgehend erledigt und dadurch den Fortgang des Drucks aufhält. Namentlich sind in den Oster- und Herbstferien, wo sich die meisten Geologen auf Reisen befinden, Verzögerungen in der Erledigung der Korrekturen von seiten der Autoren überaus häufig. In solchen Fällen ist eine entsprechende Verzögerung im Erscheinen der Monatsberichte unvermeidlich.

Auf der vorigen Hauptversammlung wurde von verschiedenen Mitgliedern der Wunsch ausgesprochen, auch die Monatsberichte mit Umschlägen zu versehen. Diesem Antrag konnte jedoch damals mit Rücksicht auf die finanzielle Lage der Gesellschaft nicht entsprochen werden. Im Laufe des Winters gelang es aber dem Berichterstatter, durch günstige Vergebung der Inseratenpacht die durch den Druck der Umschläge entstehenden Kosten zu decken. Es gelang also, auf diesem Wege die Monatsberichte mit einem Umschlag zu ver-

sehen, ohne die Kasse der Gesellschaft damit irgendwie mehr zu belasten."

Im Anschluß daran gibt Herr STROMER VON REICHENBACH die Anregung, das Format der Zeitschrift zu vergrößern, um die Beigabe größerer Tafeln und Karten zu ermöglichen.

In der Diskussion weist Herr WAHNSCHAFFE darauf hin, daß einer solchen Änderung des Formats gewichtige Bedenken von seiten der Bibliothekare entgegenstehen, und daß auch die finanzielle Seite eingehende Prüfung erfordert.

Herr BÄRTLING warnt davor, in dieser Richtung voreilig irgendwelche Beschlüsse zu fassen, bevor die finanzielle Mehrbelastung, die durch eine Vergrößerung des Formats unvermeidlich ist, sorgfältig geprüft ist. Er erläutert, in welcher Weise eine Erhöhung der Druckkosten zu erwarten sei, hält aber die Frage infolge der Beitragserhöhung für durchaus diskussionsfähig und empfiehlt eine eingehende Prüfung, da namentlich bei paläontologischen Objekten und geologischen Karten das Format der Zeitschrift ein recht ungünstiges ist.

Herr FLIEGEL hält eine definitive Entscheidung der viel erörterten Frage auf der nächsten Hauptversammlung für wünschenswert.

Herr WICHMANN weist darauf hin, daß die Bedenken der Bibliotheksverwaltungen gegen eine Änderung des Formats einer so alten Zeitschrift recht große sind. Auch englische, französische und schwedische Zeitschriften wissenschaftlicher Gesellschaften kommen noch heute mit dem gleichen Format aus.

Herr STROMER VON REICHENBACH stellt darauf folgenden Antrag:

> „Der Vorstand möge bis zur nächsten Hauptversammlung Bericht erstatten, ob das Format der Zeitschrift vergrößert werden kann."

Der Antrag wird angenommen.

Von den Herren BÄRTLING, BORNHARDT, FLIEGEL, HENNIG, JANENSCH, MICHAEL, RAUFF, SCHNEIDER, WAHNSCHAFFE und ZIMMERMANN ist nachstehender Antrag auf Änderung der Satzungen gestellt worden:

> § 4, Absatz 2, ist zu ändern in: „das neue Mitglied erhält nach Zahlung des Eintrittsgeldes von 5 M. usw."

Die Beiratsmitglieder haben ihre Zustimmung zu dem Antrag erklärt.

Die Herren WAHNSCHAFFE und BÄRTLING begründen den Antrag.

Herr STROMER VON REICHENBACH erweitert diesen Antrag dahin:

„die Erhebung eines Eintrittsgeldes ganz fallen zu lassen“.

Dazu sprechen die Herren WAHNSCHAFFE, BÄRTLING, FLIEGEL, zur Geschäftsordnung Herr BÄRTLING.

Der Antrag wird in der erweiterten Form des Herrn STROMER VON REICHENBACH einstimmig angenommen.

Herr WAHNSCHAFFE spricht über die erfolgreichen Schritte des Vorstandes zur Sicherung eines regelmäßigen zweijährlichen Erscheinens des Geologenkalenders und über die getroffenen Abänderungen.

Dazu sprechen die Herren QUITZOW, FRANKE (wünscht Formationstabelle, Übersicht der wichtigeren Mineralien), FLIEGEL (wünscht Tabelle der spezifischen Gewichte), SALFELD, BÄRTLING (stellt die Frage, ob ein Kalendarium gewünscht wird, zur Diskussion), THÜRACH, AX. SCHMIDT (wünscht Aufnahme der Geburtstage der verzeichneten Geologen), WAHNSCHAFFE (wünscht leichteren Deckel), DEECKE (warnt vor Aufnahme dessen, was mit guten Gründen soeben ausgeschieden wurde). Ein Kalendarium scheint im allgemeinen nicht verlangt zu werden.

Herr WAHNSCHAFFE berichtet über das Schicksal der auf Beschluß der Greifswalder Versammlung von ihm und Herrn JAEKEL verfaßten Eingabe an das Kgl. Preuß. Kultusministerium betreffend Förderung des geologischen Unterrichts. Es ist keinerlei Antwort auf die Eingabe erfolgt, es fragt sich also, wie man daraufhin weiter vorgehen soll?

Herr THÜRACH empfiehlt, die Anfrage einfach zu erneuern. Herr STROMER VON REICHENBACH schlägt vor, einen Abgeordneten für die Angelegenheit zu interessieren. Herr SCHJERNING empfiehlt persönliche Anfrage im Ministerium bei dem betreffenden Dezernenten. Herr WAHNSCHAFFE erklärt sich dazu bereit.

Zur nächstjährigen Hauptversammlung liegt eine von Herrn STILLE ergangene, von seinem Nachfolger Herrn ERDMANNSDÖRFFER aufgenommene Einladung nach Hannover vor; letzterer entwickelt das Programm dazu.

Die Einladung wird angenommen, Herr ERDMANNSDÖRFFER zum Geschäftsführer der Tagung in Hannover ernannt.

Als weitere Einladungen für die folgenden Jahre liegen bereits vor solche von Herrn PETRASCHEK nach Mährisch-Ostrau, von Herrn BÄRTLING in das niederrheinisch-westfälische Industriegebiet (Dortmund), von Herrn TORNQUIST nach Königsberg i. Pr.

Der Vorsitzende bittet die Mitglieder um Einsendung ihrer Separata an die Bibliothek der Gesellschaft.

Zum Vorsitzenden für die heutige wissenschaftliche Sitzung wird an Stelle des abwesenden Herrn C. SCHMIDT Herr THÜRACH gewählt.

Gegen 10 Uhr wird die geschäftliche Sitzung geschlossen.

v. w. o.

F. WAHNSCHAFFE. HENNIG. BÄRTLING.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung vom 8. August 1913.

Vorsitzender: Herr THÜRACH.

Beginn der Sitzung 10¼ Uhr vormittags.

Nach der Frühstückspause eröffnet der an Stelle des verhinderten Herrn C. SCHMIDT-Basel gewählte Vorsitzende Herr THÜRACH den wissenschaftlichen Teil der Sitzung.

Herr KLINGHARDT beendet seinen am Donnerstag begonnenen Vortrag.

An der Diskussion beteiligen sich Herr STROMER VON REICHENBACH und der Vortragende.

Darauf macht Herr THÜRACH einige geschäftliche Mitteilungen. Das Protokoll der Sitzung vom Donnerstag wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder werden in die Gesellschaft aufgenommen

Herr cand. geol. FRITZ M. BEHR-Bonn, vorgeschlagen von den Herren BORN, SÖRGEL, SCHNARRENBERGER.

Fräulein cand. geol. THEKLA HOYERMANN, Tübingen, und

Herr cand. geol. BORIS BULDIRSKI, Tübingen, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, BORN, SALFELD.

Herr Prof. Dr. MEIGEN in Freiburg i. Br., vorgeschlagen von den Herren THÜRACH, SPITZ und SCHMIDLE.

Herr Rechtspraktikant a. D. und cand. geol. WALFRIED MARX, Freiburg i. Br., vorgeschlagen von den Herren v. BUBNOFF, CLOOS und WEPFER.

Herr STROMER VON REICHENBACH spricht über geologische Beobachtungen in den Wüsten Ägyptens.

In der Diskussion sprechen Herr HENNIG und der Vortragende.

Herr H. CLOOS sprach über **Durchschmelzungen an südafrikanischen Graniten.**

Unter Zuhilfenahme von Beobachtungen im Kaplande und am Waterberge in Transvaal wurde versucht, die in einer früheren Arbeit[1]) mitgeteilten Intrusivformen des Erongogranites im Hererolande theoretisch zu deuten. Im Gegensatze zu den meisten Granitstöcken Südafrikas, die im Anschluß an die Faltung der „Primärformation“ ihren Erstarrungsplatz gefunden haben, sitzen die jüngeren Granitkörper des Erongo in ungefalteten Schichten auf. Die diskordante Durchschneidung der Strukturlinien des älteren, noch in toto erhaltenen Daches durch den Granitkontakt, sowie das Fehlen von Deformationen und Verdrängungen des Mantels zwingen zu der Annahme, daß der Granit sich dadurch Raum geschaffen hat, daß er die Gesteine des Intrusionsweges in seine Masse aufnahm. Auf Grund von Detailbeobachtungen am Kontakt gelangt man zu der Auffassung, daß das Aufrücken der Intrusionsfront auf Kosten niederbrechender Bruchstücke des Daches, also wesentlich auf mechanischem Wege, vor sich gegangen sei, und daß wir, wenn überhaupt, so erst in den wärmeren Tiefen des Magmas die Werkstatt der Einschmelzung zu suchen haben. Es wird die Frage berührt, ob und inwieweit wir die steigende Azidität der Erongoeruptiva (Melaphyr, Diorit, Granit usw.) und ihre entsprechend abnehmende Horizontalverbreitung zu dem Aufschmelzungsvorgang in Beziehung setzen dürfen; die Schüssel- und Ringform des Gebirges, das Auftreten einer — nach den faciellen Verhältnissen vielleicht schon prägranitischen — Senkung im Bereiche der Eruptivkörper wird gleichfalls mit dem Aufrücken der Schmelzung in Zusammenhang gebracht. Besonderen Schwierigkeiten begegnet der Versuch, die Modellierung zu erklären, welche der Granit von verschiedenen Gesteinen der Hülle nach Maßgabe ihrer Härte, Basizität, Durchlässigkeit erleidet: Magmatische Affinität zwischen Mantel

[1]) H. CLOOS, Geol. Beob. in Südafrika, 2. Geologie des Erongo im Hererolande, Beitr. zur Erforschung der deutschen Schutzgebiete, 1911, Heft 3, Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt: ausführlich berücksichtigt in BRANCA: Müssen Intrusionen notwendig mit Aufpressung verbunden sein? Sitzungsber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1912.

und Granit, Schmelzpunkt und Härte der Dachgesteine, die Mitwirkung eines Wasserhorizontes an der Basis des Erongosandsteines werden als mögliche Ursachen besprochen.

Photographien und Zeichnungen sollten zeigen, wie frei und eindeutig sich die von keinem Pflanzenkleide verhüllten Strukturformen des Gebirges dem Auge darbieten.

Genaueres Eingehen auf diese und angrenzende Fragen soll Gegenstand einer späteren Veröffentlichung sein. An dieser Stelle sei nur noch mit herzlichem Danke des Anteiles gedacht, der Herrn H. LOTZ an der Erforschung des Erongo dadurch zufällt, daß er das geologisch Anziehende des Gebirges zuerst erkannt, zu seiner Untersuchung die wissenschaftliche Anregung gegeben und die praktischen Wege geebnet hat.

Darauf schließt die Sitzung um $12^1/_2$ Uhr.

v. w. o.

THÜRACH. V. SEIDLITZ. FISCHER. CLOOS.

Protokoll der Vorstands- und Beiratssitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 8. August 1913.

Geologisches Institut zu Freiburg i. Br.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Beginn der Sitzung 3 Uhr nachmittags.

Anwesend die Herren WAHNSCHAFFE, RAUFF, HENNIG, BÄRTLING und FLIEGEL.

Vom Beirat ist kein Mitglied anwesend.

Der Vorsitzende berichtet, daß sich um das Stipendium der HERMANN CREDNER-Stiftung als Einziger Herr KRENKEL-Leipzig beworben hat, um eine Untersuchung des Juras im Tangagebiete (Deutsch-Ostafrika) auszuführen. Nach Verlesung der Voten der Beirats- und Vorstandsmitglieder wird die Verleihung des Stipendiums in Höhe von 800 *M.* Herrn KRENKEL-Leipzig auf ein Jahr bewilligt.

Darauf werden die den Mitgliedern für die nächste Vorstands- und Beiratswahl zu unterbreitenden Vorschläge vertraulich besprochen.

Satzungsgemäß muß als Schriftführer ausscheiden Herr FLIEGEL, als Beiratsmitglied Herr VON KOENEN, und von den

beiden anderen zunächst am längsten im Beirat vorhandenen Herren RINNE und FRICKE scheidet durch das Los Herr RINNE aus.

v. g. u.

WAHNSCHAFFE. HENNIG. BÄRTLING. RAUFF. FLIEGEL.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung vom 9. August 1913.

Hörsaal des Zoologischen Instituts, vorm. $8^1/_4$ Uhr.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Herr WAHNSCHAFFE eröffnet die Sitzung und berichtet zunächst über den Bestand der CREDNER-Stiftung.

Die HERMANN CREDNER-Stiftung hat am 21. Oktober 1912 die landesherrliche Genehmigung erhalten. Von dem aufgesammelten Betrage von 21 962 M. waren 21 000 M. in Effekten und 962 M. in bar vorhanden. Am 1. Januar 1913 wurde das Kapital der Deutschen Bank zu Berlin, Depositenkasse Qu, überwiesen, bei welcher das Separatkonto HERMANN CREDNER-Stiftung Nr. 8345 geführt wird. Überwiesen wurden 21 000 M. in Effekten (Kur- und Neumärkische Kommunal-Obligationen 4 Proz.) und 1824,20 M. in bar. Es wurden noch weitere 1000 M.-Obligationen angeschafft, dagegen mußten 500 M. Schenkungssteuer bezahlt werden. Der gegenwärtige Vermögensstand der Stiftung beträgt 22 000 M. in Effekten und 763,15 M. in bar. Dazu kommen am 1. Oktober 480 M. Zinsen. Von diesem Betrage können satzungsgemäß für dieses Jahr 800 M. erstmalig als Stipendium verteilt werden.

Im Anschluß darin gibt er bekannt, daß in der gestrigen Vorstands- und Beiratssitzung die erstmalige Vergebung der Stiftung in Höhe von 800 M. an Herrn KRENKEL zu Untersuchungen im Jura des Hinterlandes von Tanga, Deutsch-Ostafrika, erfolgt ist.

Für das folgende Jahr stehen 1000 M. zur Verfügung. Es sind bereits zwei Bewerbungen eingegangen.

Das Protokoll der gestrigen Geschäftssitzung wird verlesen und genehmigt.

Herr WAHNSCHAFFE beantragt im Anschluß an Punkt 10 der gestrigen Tagesordnung: „Die Versammlung möge geneh-

migen, daß die Eingabe betr. Förderung des geologischen Unterrichts auch den Kultusministerien der übrigen Bundesstaaten eingereicht wird".

Der Antrag wird einstimmig angenommen.

Zum Vorsitzenden der heutigen wissenschaftlichen Sitzung wird Herr POMPECKJ gewählt.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. BÄRTLING. HENNIG.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung vom 9. August 1913.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Die wissenschaftlichen Mitteilungen beginnt Herr WAGNER mit einem Vortrag über die Kalisalzlager im Ober-Elsaß.

In der Diskussion sprechen die Herren FLIEGEL, THÜRACH, SCHMIDT, POMPECKJ und der Vortragende.

Hierauf macht der Vorsitzende eine kurze geschäftliche Mitteilung.

Herr S. v. BUBNOFF spricht **Über das Alter der Granite im südlichen Schwarzwald**[1]. (Mit 2 Textfiguren.)

Die zentrale Gneismasse des Schwarzwaldes wird im Norden, Osten und Süden von einem Kranz carbonischer Granitmassive umsäumt, die sich teils unmittelbar berühren, teils durch von zahlreichen Ganggraniten und Granitporphyren durchsetzte Gneiszonen getrennt sind. Die bedeutendsten dieser Massive sind:

1. Das nordschwarzwälder Granitmassiv zwischen Offenburg und der Gegend von Herrenalb und Schramberg, wo es unter der schwäbischen Triasdecke verschwindet. Kleinere Granitstöcke, wie der von Nordrach, verbinden es mit dem mittelschwarzwälder

[1] Dieser Vortrag ist eine kurze Zusammenfassung einiger Resultate aus meiner demnächst in den Mitteil der Großh. Bad. Geol. Landesanstalt erscheinenden ausführlichen Bearbeitung der Lenzkircher Gegend. S. v. B.

2. Granitit von Triberg, welcher mit SW—NO-Erstreckung aus der Gegend des oberen Elztales bis etwa Schiltach-Schenkenzell reicht, oberflächlich etwa 35 km Länge besitzend.

3. Der Eisenbacher Zweiglimmergranitit zwischen Furtwangen und Menzenschwand nimmt eine nur wenig kleinere Fläche ein. Durch die Spezialaufnahmen von SAUER, SCHALCH, THÜRACH und SCHNARRENBERGER sind diese drei Massive in ihrem größten Teil bekannt geworden.

4. Der Schluchsee- oder Albtalgranit im südlichen Schwarzwald erstreckt sich aus der Gegend des Steinatales bis etwa an die Murg; die Gneismasse von Horbach—Tiefenstein teilt ihn in einen westlichen und östlichen Lappen. Nur einen Ausläufer von ihm, durch den Gneisstreifen von Todtmoos—Gersbach—Herrischried davon getrennt, stellen die von ERDMANNSDÖRFFER und PHILIPP untersuchten porphyrartigen Granite und Syenite des unteren Wehra- und Wiesentales dar.

5. Endlich liegt im südlichen Schwarzwald zwischen Kandern und Zell i. W. das O—W-gestreckte Blauen-Granitmassiv.

Der Vollständigkeit halber seien noch die zwei größeren Quarzporphyrmassen von Münstertal und Lenzkirch erwähnt.

Daß dieser, das Urgebirge umsäumende und durchwebende Granitkranz ganz allgemein in die Steinkohlenzeit zu stellen ist, war schon seit langem bekannt, denn diese Granite haben einesteils mehrfach die culmischen Sedimente durchbrochen und verändert, anderenteils treten sie schon als Komponenten jungculmischer Konglomerate auf. Nur das gegenseitige Altersverhältnis der einzelnen Granitmassive ist noch in vielem unklar, und so mag ein Versuch, es zusammenhängend zu erläutern, nicht ganz ungerechtfertigt erscheinen.

Die geologische Aufnahme in der Gegend von Lenzkirch hat mir unter anderem einige wichtige Aufschlüsse über das Verhältnis zwischen Schluchsee- und Eisenbacher Granit geliefert, die als Ausgangspunkt unserer Betrachtung dienen können; es sei darum eine kurze Charakteristik der Lenzkircher Gegend vorausgeschickt.

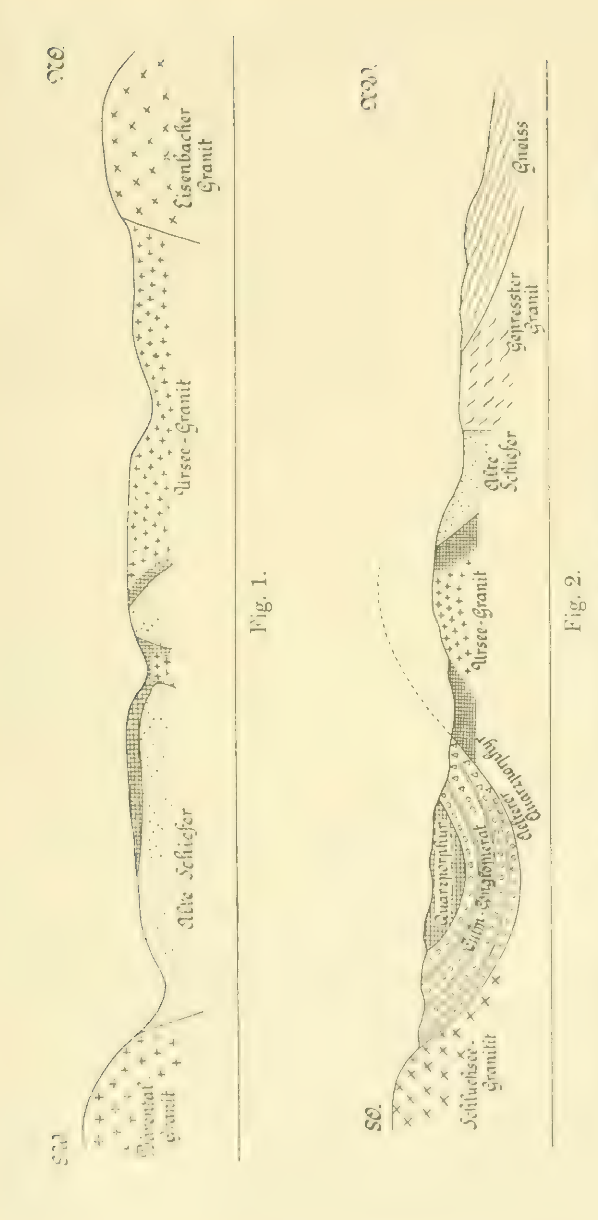
Ich habe früher dargelegt, daß das Gebiet zwischen Lenzkirch und Altglashütten einen hercynisch streichenden Grabenbruch darstellt, welcher zwischen den beiden Teilen des Eisenbacher Granitmassives, dem Hochfirst und der Bärhalde (Feldberg) eingekeilt liegt und dieser tektonisch tiefen Lage die Erhaltung seiner jüngeren Gesteine verdankt. Innerhalb

des Grabens sind die einzelnen Gesteine in mehrere NO—SW-streichende Zonen verteilt, wodurch ihr Zusammenhang mit der variscischen Gebirgsbildung dokumentiert wird. Von Norden beginnend, kann man folgende einzelne Streifen unterscheiden:

Die Zone der Schapbachgneise, welche auch über beide Grabenränder hinübergreift; sie bildet die südliche Grenze der großen zentralen Gneismasse und gehört im einzelnen zur Feldbergmasse im Sinne SCHNARRENBERGERs. In ihrem südlichen Teile wird sie von zahlreichen Ganggraniten injiziert und durchtrümmert, und diese lassen sich weiter verfolgen als Apophysen der nächstsüdlichen Zone der gepreßten mylonitischen Granite, welche an den beiden Randverwerfungen scharf abstoßen; es folgt weiter südlich ein breites Band von alten Schiefern und Grauwacken, welche an ihrer nördlichen Grenze ebenfalls vom gepreßten Granit injiziert sind. Dann kommt ein eigenartigerweise auch NO—SW streichendes Band feinkörniger Zweiglimmergranite, welche der Kürze halber fernerhin nach ihrem Hauptvorkommen als Urseegranit bezeichnet werden sollen. Sie grenzen mit deutlich porphyrischer Randfacies an die alten Schiefer und durchbrechen diese an mehreren Stellen; wir kommen auf dieses wichtige Gestein weiter unten ausführlicher zu sprechen. Weiter südlich zieht mit gleichem Streichen die Zone des Trümmerporphyrs, eines schon von HERRMANN genauer beschriebenen brecciösen porphyritischen Gesteins, und endlich die NO—SW-streichende jungculmische Konglomeratmulde von Lenzkirch, mit Einschaltungen von Pflanzenschiefer. Endlich folgt als südlichste Begrenzung, und zugleich wieder über beide Grabenflügel übergreifend, der Granitit des Schluchsees.

So erscheint das ganze Culmgebiet von Lenzkirch eingeschlossen im Norden vom Südrand des zentralschwarzwälder Gneismassivs, im Osten und Westen vom Eisenbacher, im Süden vom Schluchseegranitit.

Wenden wir uns nun einigen Gesteinen des Lenzkircher Grabens im einzelnen zu. Eine besonders wichtige Bedeutung für unsere Untersuchungen hat der oben erwähnte Urseegranit; es ist ein feinkörniges, hypidiomorph-körniges Gemenge von Orthoklas, Oligoklas-Albit, Quarz, Biotit und Muscovit; letzterer zeigt häufig eine rosettenförmige Anordnung; sehr verbreitet sind granophyrische Verwachsungen von Feldspat und Quarz; der Quarz erscheint zuweilen idiomorph ausgebildet; als Nebengemengteile wurden häufig Topas und Turmalin beobachtet; endlich ist das häufige Auftreten von miarolithischen Hohl-



Schematisches Quer- (Fig. 1) und Längsprofil (Fig. 2) durch den Culmgraben von Lenzkirch.

räumen bezeichnend. Wird das Korn feiner, so geht das Gestein allmählich in ein panidiomorph-körniges Gefüge über, mit einzelnen pseudophärolithischen Partien von granophyrisch verwachsenem Quarz und Feldspat, so daß alle Übergänge zu einem typischen Quarzporphyr, bzw. einem Granophyr vorhanden sind. Dabei sei aber ausdrücklich betont, daß es sich beim Urseegranit doch um einen typischen Granit handelt und nicht etwa nur um eine granitische Facies eines Porphyrs, wie sie z. B. aus der Gegend von Lugano bekannt ist. Außer dem mikroskopischen Strukturbild zeigen uns das auch die geologischen Lagerungsverhältnisse. Der Urseegranit tritt zwischen den älteren culmischen Sedimenten stockförmig auf, während die zugehörigen Quarzporphyre deckenförmige Ergüsse darüber bilden. Der Urseegranit bildet gewissermaßen den Stiel zu den carbonischen Porphyrergüssen. Der enge Zusammenhang beider Gesteine resultiert auch aus den ausgeführten Analysen, die auf einige Zehntel Proz. genau miteinander übereinstimmen.

Das Alter des Urseegranites kann ziemlich genau festgelegt werden; er führt, wie auch der zugehörige Quarzporphyr, Einschlüsse von altem Schiefer und gepreßtem Granit; die Quarzporphyre lagern z. T. über diesen Gesteinen. Der Urseegranit ist also jünger wie das ältere Culm. Im jüngeren Culmkonglomerat von Lenzkirch fehlt der Granit als Komponente, dagegen treten darin die zugehörigen Granophyre, wenn auch vereinzelt, auf. Das Aufdringen des Urseegranites geschah also wohl während des jüngeren Culms unserer Gegend.

Zum gleichen Schluß führt uns auch eine andere Überlegung. Der oben erwähnte Trümmerporphyr besteht aus rötlichen porphyritischen Einschlüssen, die in eine dunkle Grundmasse eines glimmerreichen Porphyrites eingebettet sind. Schon HERRMANN erkannte den engen Zusammenhang dieser Grundmasse mit Glimmerporphyriten, die gangförmig im Quarzporphyr aufsetzen und außerdem selbständig als kleine Decke auftreten. Andererseits zeigt der Trümmerporphyr enge Beziehungen zum jungculmischen Konglomerat: es ist nämlich schon HERRMANN aufgefallen, daß mit Annäherung an das Konglomerat die Zahl der Einsprenglinge im Trümmerporphyr zunimmt und die krystalline Grundmasse stark zurücktritt, so daß zuletzt überhaupt keine scharfe Grenze zwischen Konglomerat und Porphyritbreccie besteht; die daraus zu vermutende gleichzeitige Entstehung wird endlich daraus glänzend bestätigt, daß im Trümmerporphyr genau wie im Konglomerat Einschaltungen von

Pflanzenschiefern zu beobachten sind. Damit ist erwiesen, daß Trümmerporphyr und Porphyrit hier jünger sind wie Urseegranit und Quarzporphyr und gleichaltrig mit dem Konglomerat des jüngeren Culms.

Gänge von Quarzporphyr im Trümmerporphyr und eine kleine Decke über dem Konglomerat beweisen ferner, daß zu Ende der Konglomeratbildung ein zweiter Quarzporphyrerguß stattgefunden hat. Die ganze Reihenfolge der jungculmischen Ergüsse gliedert sich also von oben nach unten in:

Jüngerer Quarzporphyr,
Glimmerporphyrit und Trümmerporphyr,
Urseegranit und älterer Quarzporphyr.

Für das Alter des Schluchseegranitits gibt uns wiederum das Konglomerat einen wichtigen Anhaltspunkt. Unter seinen Komponenten sind nämlich alte Schiefer und der Granitit von Schluchsee das bei weitem vorherrschende Material; ja, stellenweise reichert sich dieser so an, daß man von einem direkten Granitkonglomerat sprechen kann. Alte Schiefer und Granitit bildeten also die Ufer des jungculmischen Beckens, und insbesondere der Granitit muß also schon lange vorher durch Erosion freigelegt worden sein. Da er ferner von Porphyrgängen, die nachweislich mit denen von Ursee in Verbindung stehen, durchsetzt wird, so ist an seinem höheren Alter nicht zu zweifeln. Es stehen also Schluchseegranitit und gepreßter Granit dem Urseegranit als ältere Gebilde gegenüber, und ich trage kein Bedenken, wie das schon früher von HERRMANN und von mir geschehen ist, die ersten Gesteine zusammenzufassen, bzw. den gepreßten Granit als sekundär durch die carbonische Gebirgsbildung geschieferte Randfacies des Hauptgranitites anzusehen. Die Neigung zur porphyrartigen Ausbildung, die Seltenheit oder direkt das Fehlen von hellem Glimmer und die chemische Zusammensetzung weisen ihn mit Bestimmtheit der älteren Granitreihe zu. Von ihm gehen ferner die zahlreichen Ganggranite aus, die auch sonst im Schwarzwald mit den Granititen vom Schluchseetypus (siehe Triberger Granit) verknüpft sind. Endlich zeigt der Schluchseegranitit selber dort, wo er, wie an der Grenze gegen das Culm, starkem Gebirgsdruck ausgesetzt war, eine weitgehende Kataklas- und Parallelstruktur, die ihn dann dem gepreßten Granit zum Verwechseln ähnlich macht. Nachdem wir nun über die Altersfolge im Lenzkircher Graben Klarheit erlangt haben, können wir zu der Grundfrage, dem Altersverhältnis vom Schluchsee- und Eisenbach-Granit, zurückkehren.

Auf den ersten Blick scheinen hier die Bedingungen ungünstig zu liegen, da beiderseits Verwerfungen von über 100 m Sprunghöhe die in Betracht kommenden Gesteine voneinander trennen. Aber gerade dieses tektonische Verhalten liefert uns den Schlüssel zur Lösung des Problems. Die beiderseits in den Horsten anstehenden Granite gehören ohne Zweifel zu einem Massiv, und da beiderseits nach den Rändern keinerlei Veränderung in Kern und Struktur zu sehen ist, so muß wohl angenommen werden, daß der Granitzug auch im Graben fortsetzt und beide Horste verbindet, nur daß er hier noch infolge der tektonisch tiefen Lage verhüllt liegt. Da aber im Graben die Hauptzüge der variscischen Tektonik klar zu erkennen sind, so kann vielleicht an einigen besonders günstigen Stellen Aufschluß über Lage und Verhalten des Granites erwartet werden. Eine solche wäre der Kern einer variscischen Antiklinale, d. h., eine Stelle, wo die tiefsten Schichten am höchsten heraufgepreßt sind. Versuchen wir an der Hand des schematischen Längsprofils das zu erläutern.

Von der Konglomeratmulde aus steigen die Schichten nach Norden zu an und es kommt unter dem Trümmerporphyr der ältere Quarzporphyr und der Urseegranit zum Vorschein; dann erscheinen die alten Schiefer, der gepreßte Granit, und dieser schießt wieder unter die Gneise unter, die wie auch ihre Grenzfläche nach Norden zu fallen. Ohne auf die komplizierten Verbandsverhältnisse zwischen gepreßtem Granit und Gneis näher einzugehen, kann ganz allgemein gesagt werden, daß wir nördlich von der Konglomeratmulde ein allerdings unsymmetrisches Gewölbe haben, und es ist nun sehr eigentümlich, daß gerade im Kern dieses Gewölbes der Zweiglimmergranit von Ursee heraustritt, der in einer zusammenhängenden, NO streichenden Zone fast den ganzen Graben durchquert.

Wenn also ein Granit des Grabens seiner geologischen Lage nach mit dem von Eisenbach verglichen werden könnte, so müßte es der vom Ursee sein; und in der Tat ist die Übereinstimmung, abgesehen von der Korngröße, eine sehr vollkommene, was z. T. schon HERRMANN bemerkt hat. Wir haben hier die gleiche rosettenförmige Anordnung des hellen Glimmers, häufig auftretende mikropegmatitische Verwachsungen, Häufigkeit von miarolithischen Hohlräumen und die gleichen akzessorischen Gemengteile — Topas und Turmalin, als Beweis einer für beide Gesteine gleichen pneumatolytischen Tätigkeit. Die Ähnlichkeit geht so weit, daß an der Grenze beider Gesteine die Trennung petrographisch kaum durchzu-

führen ist und die Tektonik das entscheidende Wort sprechen muß. Endlich liefert, wie ich an anderem Ort näher zeigen werde, die Analyse den entscheidenden Beweis für die Identität beider Gesteine.

Der Urseegranit stellt somit eine tiefer gesunkene und darum erhalten gebliebene randliche, feinkörnige Facies des Eisenbacher Granitstockes dar, gleichsam einen Übergang zwischen diesem Tiefengestein und den oberflächlichen Porphyrergüssen.

Damit ist aber auch ein Kriterium für das Altersverhältnis gegeben, und es kann ganz allgemein gesagt werden, daß der Zweiglimmergranit von Ursee und Eisenbach jünger ist wie der Hauptgranitit von Schluchsee. Wir wollen nun über die Grenzen unseres Gebietes hinausgehen, um möglichst die hier gewonnenen Erfahrungen auf das Altersverhältnis der übrigen Granitmassive zu übertragen. Da wäre nun zunächst auf die schon längst vermutete Übereinstimmung zwischen Schluchsee- und Triberger Granit hinzuweisen. Der allgemeine Habitus, das Fehlen des hellen Glimmers, die Neigung zur porphyrartigen Ausbildung sind beiden Gesteinen gemeinsam. Ferner ist als übereinstimmendes Merkmal hervorzuheben die Neigung zur Bildung randlicher Differentiationsprodukte in Gestalt von Quarz-Glimmersyeniten (Typus Erzenbach). Als weiteres eigentümliches Merkmal ist beiden endlich die Einschaltung feinkörniger Granitpartien gemeinsam, die teils als undeutlich abgegrenzte Schlieren, teils als Gänge (Ganggranite) in den Hauptmassiven aufsetzen und auch den benachbarten Gneis in zahlreichen Gängen durchziehen. Sie werden von SAUER als saurere Nachschübe im Magma gedeudet. SCHALCH führt ähnliche Ganggranite auf Blatt Stühlingen direkt als Apophysen des Steinatal-(Schluchsee)-Granitites auf. Die gleiche Erscheinung läßt sich durchgehend im Schluchseemassiv beobachten, und ein vollständiges Analogon bilden die zahlreichen Ganggranite, die vom gepreßten Granit von Altglashütten ausgehen. Es ist nun eine eigentümliche Tatsache, die sich leicht auf den geologischen Spezialkarten nachkontrollieren läßt, daß diese Ganggranite zwar in großer Menge im Hauptgranitit und im Gneis aufsetzen, daß sie aber dem Zweiglimmergranit in dieser Form fehlen, wodurch auch ein wertvoller Fingerzeig für das gegenseitige Altersverhältnis gegeben ist.

Ferner ist als wichtig hervorzuheben, daß innerhalb des Triberger Granitites (siehe die betreffenden Blätter von SAUER und SCHALCH) Schlieren von miarolithischem Zweiglimmer-

granit auftreten, die petrographisch auffallend mit dem Eisenbacher Granit übereinstimmen. Einen Altersunterschied konnte SCHALCH (Bl. Furtwangen) hier nicht beobachten, ja beide Gesteine sollen direkt durch Übergänge verknüpft sein. Das führt uns zu der bedeutsamen Anschauung, daß, wenn auch der Eisenbacher Granit als Ganzes jünger ist wie die Hauptgranitite, er doch nicht etwas Besonderes darstellt, sondern wohl dem gleichen Stammmagma entstammt, also gewissermaßen einen letzten, sauren Nachschub der carbonischen Granitintrusion bildet.

Kurz sei noch erwähnt, daß SAUER für das Nordschwarzwälder Granitmassiv verschiedentlich die enge Beziehung zum Triberger Granit hervorhebt, so daß wohl auch diese Gesteine nach Ursprung und Alter zusammenzufassen sind.

Gehen wir nun zum südlichen und westlichen Schwarzwald über, so sehen wir im Wehra- und Wiesentale das Auftreten eines porphyrartigen Granitites, der schon seit langem mit dem Albtal- bzw. Schluchseegranitit identisch aufgefaßt wird. Er zeigt auch wieder, wie ERDMANNSDÖRFFER erwiesen hat, die bezeichnende Neigung zur Bildung basischer Differentiationsprodukte in Gestalt der Syenite vom Erzenbachtypus. Von großem Interesse ist es, daß in dieser Gegend noch ein anderer, saurerer Granit auftritt, und PHILIPP hat sich neuerdings mit Enschiedenheit dafür ausgesprochen, daß dieser Mambacher Granit jünger sein soll wie der porphyrartige, was zu dem allgemein gewonnenen Bild sehr wohl passen würde. Dieser Mambacher Granit ist aber nichts anderes wie die westliche Fortsetzung des Blauenmassivs. Von dem Blauengranit erwähnt SCHWENKEL, daß er im culmischen Klemmbachkonglomerat als Geröll vorkommen soll; nähere Angaben darüber fehlen bisher und sein Alter bedarf noch der genaueren Festlegung.

Der Blauengranit soll nach den Angaben von A. SCHMIDT und von GRAEFF direkt in die Zone der sogenannten Krystallgneise am Belchen übergehen, welche seine durch die variscische Gebirgsbildung geschieferte Randzone darstellen sollen; er hat also an dieser Gebirgsbildung teilgenommen, was für den Eisenbacher Granit nicht gezeigt werden kann. Mit diesem läßt sich der Blauengranit überhaupt nicht zusammenfassen, das mikroskopische Bild ist ein ganz anderes, vor allem führt er hellen Glimmer nur in unbedeutender Menge in der Grundmasse. Da er nach dem oben Erläuterten auch etwas älter zu sein scheint, so nimmt er gewissermaßen eine Mittelstellung zwischen Hauptgranitit und Eisenbacher Granit

ein; eine Auffassung, die in gewissem Sinne durch eine weiter unten angeführte Analyse bekräftigt werden kann.

Über das genaue Alter der Münstertäler Quarzporphyre fehlen zurzeit noch sichere Angaben.

Als jüngstes krystallines Gestein von culmischem Alter erscheinen endlich die zahllose Granitporphyre und Granophyre, die gleichermaßen die Gneise und alle Granite durchsetzen. Daß sie auch noch culmisches Alter besitzen, zeigt ihr Vorkommen als Gerölle in dem obercarbonischen Konglomerat von Berghaupten (siehe u. a. SCHALCH, Bl. Furtwangen).

Das bisher vorhandene Analysenmaterial ist leider recht spärlich und z. T. veraltet; immerhin lassen sich einige sehr bemerkenswerte Züge, die eine scharfe Grenze beider Granittypen bedingen, leicht und deutlich herausfinden. Zwei Werte sind hierbei besonders charakteristisch und sollen hier kurz erläutert werden; es ist das erstens der Kieselsäuregehalt und das Verhältnis der einwertigen zu den zweiwertigen Metallen, also $R_2O : RO$. In der nachfolgenden Zusammenstellung sind diese Zahlen für einige Gesteine angegeben, und zwar umgerechnet auf Molekularquotienten und $R_2O : RO$ umgerechnet auf 10.

	SiO_2	$(Na_2, K_2)O : (Ca, Mg, Fe) O$
Granitit von Triberg . . . . G. WILLIAMS: Die Eruptivgesteine von Tryberg, N. J. 1883, B. B. II.	75,50	4,90 : 5,10
Granitit von Schapbach . . . . A. SAUER: Bl. Oberwolfach—Schenkenzell.	72,58	4,40 : 5,60
Granitit von Durbach . . . . A. SAUER: a. a. O.	73,64	4,70 : 5,30
Gepr. Granit von Altglashütten . . . . v. BUBNOFF: Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanst. 1912.	76,21	7,20 : 2,80
Granit von Maistollen . . . . A. SCHMIDT: Geologie des Münstertales.	78,64	5,60 : 4,40
Granit von Eisenbach . . . . M. DITTRICH: Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanst. 1907.	80,94	8,20 : 1,80
Granit von Ursee . . . . Analytiker F. HINDEN, 1913.	81,00	7,60 : 2,40
Quarzporphyr von Lenzkirch . . . . . Analytiker F. HINDEN, 1913.	80,57	7,30 : 2,70
Quarzporphyr von Triberg . . . . . . G. WILLIAMS: a. a. O.	83,49	8,00 : 2,00

Diese ganz allgemeine Zusammenstellung ergibt die gleiche scharfe Sonderung der Eruptivgesteine in zwei Gruppen, wie wir sie aus dem geologischen Vorkommen entwickelt haben.

Für die älteren Granitite ergibt sich durchgehend ein geringerer SiO_2-Gehalt und ein fast 1 : 1 betragendes Verhältnis von R_2O : RO; bei dem jüngeren Eisenbacher Granit und den mit ihm zusammenhängenden Gesteinen ist der SiO_2-Gehalt um fast 5 Proz. höher und das R_2O : RO-Verhältnis beträgt 3 : 1 bis 4 : 1. Der gepreßte Granit von Altglashütten gehört seinem Kieselsäuregehalt und seiner geologischen Stellung nach in die ältere Granitreihe; der hohe Wert von R_2O hängt hier damit zusammen, daß er ja eine randliche aplitische Ausbildung des Hauptmagmas darstellt und sehr arm an dunklen Gemengteilen ist; er gehört ja, wie oben erläutert, zu dem System der feinkörnigen Granite der Schlieren und Gänge, die saurere (aplitische?) Nachschübe des Stammmagmas darstellen.

Der Granit von Maistollen, welcher zum Verbreitungsgebiet des Blauengranites gehört, nimmt eine Zwischenstellung ein; das paßt auch wieder zu seiner oben bezeichneten geologischen Stellung; er soll ja jünger sein wie der Hauptgranitit, dem er seinem R_2O-Werte nach nahe steht, dem SiO_2-Gehalte nach nähert er sich aber mehr der jüngsten Granitreihe. Hier sind allerdings noch eingehendere Untersuchungen und neue Analysen abzuwarten.

In den culmischen Graniten des Schwarzwaldes wäre hiermit als ältestes ein mittelsaures Stammmagma zu unterscheiden, der Zusammensetzung nach den Granititen von Triberg oder Schluchsee entsprechend und zu basischen Differentiationen, besonders am Rande neigend (Quarzglimmersyenite). Als saurerer, aplitischer Nachschub, zeitlich nicht weit von der Intrusion des Stammmagmas geschieden, erscheinen die feinkörnigen Granite der Schlieren und Gänge und ihnen vollständig analog der geschieferte aplitische Granit von Altglashütten.

Es folgen endlich, zeitlich getrennt die jüngsten, sauersten Stöcke (Eisenbach), wohl einem sauren Restmagma entsprechend; es wurde gezeigt, daß sie bis an die Oberfläche drangen und durch Übergangsglieder (Urseegranit) mit Deckenergüssen von Quarzporphyr verbunden sind. Diese jüngsten Granite sind es denn auch, die durch pneumatolythische Erscheinungen ausgezeichnet sind (miarolithische Hohlräume, Topas, Turmalin). Zu den älteren Graniten sind bisher keine Ergußäquivalente bekannt. Die Granitporphyrgänge bilden dann das Schlußglied in der culmischen Intrusionsreihe.

Nach der Frühstückspause spricht Herr C. SCHMIDT-Basel im Anschluß an den Vortrag des Herrn WAGNER über spanische Salzlagerstätten.

Herr DENINGER-Freiburg spricht über die Geologie von Buru und Ceram.

Die Protokolle der vorhergehenden Sitzungen werden verlesen und genehmigt.

Die Herren THÜRACH und FISCHER verzichten wegen Zeitmangels auf die angekündigten Vorträge.

Der Vorsitzende schließt die Tagung mit dem Dank an die Gastgeber.

v. w. o.

POMPECKJ. v. SEIDLITZ. CLOOS. FISCHER.

Zum Gedächtnis HERMANN CREDNERs.

Von Herrn FELIX WAHNSCHAFFE.

(Mit einem Bildnis.)

Am Montag, dem 21. Juli d. J., abends, entschlief sanft nach langem schweren Leiden in Leipzig im 72. Lebensjahre der emeritierte ordentliche Professor der Geologie und Paläontologie an der Universität in Leipzig und Direktor der Königlich Sächsischen Geologischen Landesanstalt, Geheimer Rat Dr. phil. et sc. HERMANN CREDNER, er, der uns lange Zeit hindurch im Gebiete der geologischen Wissenschaft ein hervorragender Führer gewesen ist.

HERMANN CREDNER wurde am 1. Oktober 1841 in Gotha als ältester von vier Söhnen des damals in Herzoglich gothaischen Diensten stehenden Regierungsassessors und späteren Bergrats Dr. HEINRICH CREDNER geboren, jenes trefflichen Forschers im Gebiete norddeutscher Geologie, der von 1858 bis 1866 als Oberbergrat in hannoversche Dienste übertrat, um dann nach einjährigem Aufenthalt in Berlin als Geheimer Bergrat an das Königliche Oberbergamt in Halle a. d. S. berufen zu werden. Die Mutter HERMANN CREDNERS, ANNA, entstammte der Familie VEY. Sein jüngerer Bruder RUDOLF, der bekannte Geograph, der am 27. November 1850 geboren wurde, hat ihn nicht überlebt, denn er starb bereits am 6. Juni 1908 als ordentlicher Professor der Geographie in Greifswald.

Schon in früher Jugend erhielt HERMANN CREDNER durch seinen Vater vielfache Anregung zu geologischen Beobachtungen, und diesem Einflusse ist es zuzuschreiben, daß er sich zunächst dem Bergfach zuwandte und vom Jahre 1860 an auf der Bergakademie in Klausthal am Harz studierte. Es war eine Zeit frohen Studentenlebens, die er dort verbrachte, in der er liebe Freunde gewann und an die er gern in späteren Jahren zurückdachte. Als er von hier nach der Universität Breslau übersiedelte, gab er seine Laufbahn als praktischer Bergmann völlig auf und widmete sich ausschließlich geologischen, mineralogischen und paläontologischen Studien, die er sodann an der

Universität Göttingen zum Abschluß brachte. Hier arbeitete er als Schüler v. SEEBACHS und erwarb sich 1864 auf Grund einer Dissertation über „Die *Pteroceras*-Schichten (*Aporrhais*-Schichten) der Umgegend von Hannover“ die philosophische Doktorwürde. Diese Arbeit gelangte 1864 im 16. Bande der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft zum Abdruck. Sie bringt an der Hand einer Kartenskizze zunächst eine Übersicht über die geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung von Hannover, beschreibt die sämtlichen bei Hannover auftretenden Schichten der oberen Kimmeridge-Gruppe und gibt dann eine Gliederung der *Aporrhais*-Schichten am Lindener Berge, Tönjesberge, bei Limmer und Ahlem auf Grund der in ihnen enthaltenen Fossilien.

Nun begannen des jungen Gelehrten Lehr- und Wanderjahre, indem er 1864 eine längere Forschungsreise nach Nordamerika unternahm, zu der er von seinem Vater nur mit geringen Geldmitteln ausgestattet werden konnte, so daß er sich seinen dortigen Unterhalt zum größten Teile als Gutachter, namentlich für Goldminen, selbst verdienen mußte. Seine zahlreichen Streifzüge führten ihn zum Teil in völlig unkultivierte Gebiete, in denen er gezwungen war, wochenlang zusammen mit den Indianern zu leben. Es brachten ihm diese Wanderungen mancherlei ernste und heitere Abenteuer, aber auch einen reichen Schatz an Kenntnissen, denn CREDNER besaß ein offenes Auge für die ihn umgebende Natur, eine lebhafte Beobachtungsgabe und ein schnelles Erfassen oft schwieriger geologischer Verhältnisse. In einer Reihe von Aufsätzen, die im Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw., in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, der Berg- und hüttenmännischen Zeitung und der Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften veröffentlicht sind, hat er die auf seinen Reisen in Nordamerika gemachten geologischen Beobachtungen niedergelegt.

Von großem Interesse sind unter anderem seine „Geognostische Skizze der Umgegend von New York“, seine „Geognostische Reiseskizze aus New Brunswick in Nordamerika“, die Beschreibung der geologischen Verhältnisse in Kalifornien, der Goldvorkommen in Georgia und Virginia, der gewaltigen Kupfermassen am Lake Superior und der Kreide in New Jersey. Anschauliche, lebendige Schilderungen der eigenartigen Natur Nordamerikas bringen die Aufsätze „Aus den Urwäldern am Oberen See“ (Globus 1868), wo er ein Fest der Chippewah-Indianer beschreibt, und „Nordamerikanisches Urwaldsleben“ (Aus allen Weltteilen 1871),

wo die Canoe-Fahrten auf dem Michigammi- und Menomonee-Flusse und die Wanderungen im Urwalde meisterhaft geschildert werden.

Mitte September 1868 kehrte CREDNER nach fast vierjährigem Aufenthalt in Nordamerika nach Deutschland zurück. Er hatte, wie er selbst im Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw. berichtet, während dieser Zeit die durch ihre eigentümlichen Erzvorkommen interessanten südlichen atlantischen Staaten, Missouri, Illinois, Pennsylvania, Westvirginia, Connecticut und Massachusetts, verschiedene Male besucht, die Kreide- und Erzdistrikte New Jerseys durchwandert, einen großen Teil New Brunswicks und Nova Scotias gesehen und von New York aus eine große Reihe Ausflüge in die Gegenden am Hudson unternommen. Längere Zeit hielt er sich in der Kupfer- und Eisenregion am Oberen See auf und nahm an verschiedenen Expeditionen in das Innere der Gegend am Oberen See teil. Seine Hauptaufmerksamkeit war dabei auf die Mineraldistrikte des östlichen Nordamerika gerichtet. Um seine Pläne in Nordamerika mit Erfolg ausführen zu können, fand er das freundlichste Entgegenkommen vor allem bei Professor J. D. DANA, der ihn dann den dortigen Geologen weiterempfahl.

Bald nach seiner Rückkehr aus Nordamerika, als noch CARL FRIEDRICH NAUMANN als ordentlicher Professor den Lehrstuhl für Mineralogie und Geognosie an der Universität Leipzig innehatte, habilitierte sich dort im Jahre 1869 HERMANN CREDNER als Privatdozent für Geologie und Paläontologie und wurde bereits im Jahre darauf, als NAUMANN sein Lehramt niederlegte, und FERDINAND ZIRKEL als dessen Nachfolger die ordentliche Professur für Mineralogie und Geologie erhielt, zum außerordentlichen Professor ernannt. Im Jahre 1877 ist CREDNER sodann zum ordentlichen Honorarprofessor befördert worden, und es wurde ihm im Jahre 1895 auf einstimmigen Beschluß seiner Kollegen die neugeschaffene ordentliche öffentliche Professur für Geologie und Paläontologie verliehen. Im Jahre 1881 wurde er zum Oberbergrat und 1891 zum Geheimen Bergrat ernannt, während er 1908 als besondere Auszeichnung den Rang und Titel eines Geheimen Rats erhielt.

Er war von schlanker Gestalt und besaß ein lebhaftes, heiteres Temperament. Er liebte die Geselligkeit, und im frohen Verkehr mit der Jugend bewahrte er sich die Jugendfrische bis in sein Alter. Das beigefügte Bild stellt ihn anfangs der sechziger Lebensjahre dar.

CREDNER war ein hervorragender akademischer Lehrer. Lebhaft erinnere ich mich seiner Vorlesungen über „Allge-

meine Geologie“ und über „Die Lehre von den Lagerstätten der Erze, Kohlen und Salze“, die ich im Wintersemester 1873/74 bei ihm hörte. Sein Vortrag war von großer Lebendigkeit und begleitet von lebhaften Gesten. Mit dem Feuer der Begeisterung, das aus seinen Augen leuchtete und in seinen Worten hervortrat, wußte er seine Zuhörer mit sich fortzureißen und für seine Wissenschaft zu begeistern. Wenn er die eruptive Tätigkeit der Vulkane und den Ausbruch der Geysire beschrieb oder von den Petroleumbohrungen in Pennsylvanien berichtete, so waren seine Beschreibungen so anschaulich, daß man die Ausbrüche der Vulkane und Geysire und die Eruptionen des erbohrten Petroleums im Geiste deutlich vor sich sah.

Auch seine öffentlichen Vorträge, die er in verschiedenen Gesellschaften hielt, waren äußerst fesselnd. Der großartige Eindruck seiner Schilderung des Grand Cañon in Colorado, die er nach seiner Reise im Jahre 1891 in der Sitzung der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin am 5. März 1892 gab, wird jedem, der diesen Vortrag gehört hat, unvergeßlich bleiben.

CREDNER schloß sich bei seinen Vorlesungen eng an seine „Elemente der Geologie“ an. Dieses vorwiegend für Studierende zur Einführung in die Geologie bestimmte Lehrbuch erschien in erster Auflage im Verlage von WILHELM ENGELMANN in Leipzig im September 1872. Der Zeitpunkt für das Erscheinen dieses Buches war ein äußerst günstiger, denn es gab damals in Deutschland kein ähnliches, den neusten Forschungen Rechnung tragendes Lehrbuch für die Studierenden. Wie groß das Bedürfnis für ein solches war, geht am besten daraus hervor, daß die erste Auflage von 1500 Exemplaren schon nach drei Monaten vergriffen war, und zu Weihnachten desselben Jahres eine unveränderte zweite Auflage erscheinen konnte. Das Buch hat bahnbrechend gewirkt und den Namen HERMANN CREDNERS zuerst im In- und Auslande bekannt und berühmt gemacht. Er schloß sich in der Einteilung des Stoffes im wesentlichen an J. D. DANAs berühmtes Manual of Geology an, und wenn man in der ersten Auflage nähere Literaturangaben vermißte, so hat er diesem Mangel in späteren Auflagen abzuhelfen gewußt. Sein ganzes Leben hindurch ist er bemüht gewesen, z. T. unter Hinzuziehung geeigneter Fachgenossen, in jeder neuen Auflage die jeweiligen geologischen Kenntnisse und die herrschenden geologischen Ansichten zum Ausdruck zu bringen, und wie das geologische Wissen im Laufe seines Lebens an Umfang und Vertiefung zugenommen hat, so spiegeln sich die Umgestaltungen während dieses Zeit-

raums in jeder neuen Auflage wieder. Dabei war es sein Bestreben, das Gesamtgebiet der Geologie in den knappen Rahmen eines einzigen Bandes zusammenzufassen. Aber während die erste Auflage nur 538 Seiten und 380 Abbildungen enthielt, machte es die Fülle des Stoffes nötig, die letzte elfte Auflage, die 1912 drei Vierteljahr vor seinem Tode erschien, auf 811 Seiten und 636 Abbildungen zu vermehren.

Als CREDNER noch in Amerika weilte, wurde er in der Sitzung der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Hannover am 21. September 1865 auf Vorschlag von HEINRICH CREDNER, V. SEEBACH und NOEGGERATH als Mitglied aufgenommen. Er hat für unsere Gesellschaft stets das lebhafteste Interesse bewiesen. Er besuchte fast regelmäßig die Hauptversammlungen, und von ihm sind 28 Aufsätze, 4 briefliche Mitteilungen und 13 Protokollnotizen in unserer Zeitschrift enthalten. Dem Beirat gehörte er als Mitglied von 1901—1903 und von 1908—1910 an.

CREDNER war von einer warmen Vaterlandsliebe durchdrungen. An dem deutsch-französischen Kriege 1870/71 nahm er als Abteilungsführer beim III. freiwilligen Sanitätskorps teil. Nach einem Bericht seines damaligen Vorgesetzten, des Militärinspekteurs der freiwilligen Krankenpflege, Fürsten PLESS, hat er sich während eines heftigen Granat- und Kleingewehrfeuers in der Schlacht bei Sedan durch seine Ruhe, Umsicht und Tätigkeit so hervorgetan, daß ihm das Eiserne Kreuz II. Klasse am weißen Bande verliehen wurde.

Am 1. Oktober 1872 verheiratete sich CREDNER mit MARIE RIEBECK, einer Tochter des Geheimen Kommerzienrats ADOLPH CARL RIEBECK und seiner Frau MARIE geborenen RENKE in Halle a. d. S. Aus dieser Ehe sind sechs Töchter hervorgegangen, die zusammen mit ihrer Mutter den Tod des trefflichen Gatten und Vaters betrauern.

Neben seiner akademischen Lehrtätigkeit wurde CREDNER vom Königlich Sächsischen Finanzministerium im Jahre 1872 mit der Organisation und Direktion der Königlich Sächsischen Geologischen Landesanstalt betraut und ihm die Aufgabe gestellt, unter Zugrundelegung der im topographischen Bureau des Königlichen Generalstabs unter der Direktion des Oberst VOLLBORN bearbeiteten topographischen Karte im Maßstab 1 : 25 000 eine geologische Spezialkarte des ganzen Königreichs zu schaffen. Mit Feuereifer trat er an diese Aufgabe heran, und es gelang ihm, für die geologischen Aufnahmearbeiten im Felde eine Reihe tüchtiger, meist jüngerer Geologen teils als ständige oder als vorübergehende Mitarbeiter zu gewinnen.

Zu diesen gehörten und gehören zum Teil noch jetzt: R. Beck, Th. Brandes, Rud. Credner, K. Dalmer, E. Danzig, E. Dathe, F. Etzold, C. Gäbert, E. Geinitz, J. Hazard, O. Herrmann, J. Hibsch, A. Jentzsch, E. Kalkowsky, G. Klemm, E. Köhler, E. Krenkel, J. Lehmann, H. Mietsch, A. Penck, K. Pietzsch, R. Reinisch, F. Rinne, A. Rothpletz, A. Sauer, F. Schalch, M. Schröder, Th. Siegert, T. Sterzel, O. Stutzer, A. Ulemann, H. Vater, E. Weber und E. Weise.

Credner besaß eine hervorragende, nie erlahmende Arbeitskraft. Die Revision der Aufnahmearbeiten im Felde, die gesamte Durchsicht und Redaktion der Karten und Kartentexte lagen allein in seiner Hand. Dazu besorgte er auch während eines großen Teils seines Lebens die Durchsicht der Korrekturen und die Amtsgeschäfte, die die Direktion der Geologischen Landesanstalt mit sich brachten, fast ohne jede Hilfe. Er war bemüht, den Druck der Karten und die Abstufung der geologischen Farben zu möglichster Vollkommenheit zu bringen, und in dieser Hinsicht kam ihm das Typographische Institut von Giesecke & Devrient in Leipzig in jeder Hinsicht entgegen. Credner konnte mit Recht stolz darauf sein, daß es ihm gelungen war, in 27 Jahren die 127 Einzelblätter und ebensoviele Kartententexte umfassende geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen zum Abschluß zu bringen, auch hatte er die große Freude, daß vor Vollendung der ersten Auflage bereits ein großer Teil der Blätter vergriffen war und er die Herausgabe einer zweiten revidierten Auflage vorbereiten konnte.

Nachdem Credner in Leipzig seßhaft geworden war, hat er das Material zu seinen wissenschaftlichen Forschungen fast ausschließlich dem Königreich Sachsen entnommen, und seine Arbeiten haben in hohem Maße die Kenntnis der geologischen und paläontologischen Verhältnisse dieses Landes gefördert.

Während er bei seinen Reisen in Nordamerika und auch anfangs bei seinen Untersuchungen in Sachsen zur Erklärung der Entstehung der Diluvialablagerungen die in Deutschland fast allgemein herrschende Lyellsche Drifttheorie annahm, trat ein völliger Umschwung seiner Ansichten ein, als Otto Torell im Jahre 1875 die Inlandeistheorie in Norddeutschland zuerst einführte. Auf Grund neuer Beobachtungen und Entdeckungen erkannte Credner die Unrichtigkeit seiner früheren Auffassungen. Er schloß sich nun mit großem Eifer der neuen Lehre Torells an und hat dadurch wesentlich mit dazu beigetragen, ihr Eingang zu verschaffen. Dem Studium

der Glazialablagerungen Sachsens brachte er das lebhafteste Interesse entgegen, und seine wichtigen darauf bezüglichen Arbeiten: „Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig", „Über geritzte Geschiebe nordischen und einheimischen Ursprungs im sächsischen Geschiebelehm", „Über Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms" und „Über Glazialerscheinungen in Sachsen nebst vergleichenden Vorbemerkungen über den Geschiebemergel" sind sämtlich in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in den Jahren 1879 und 1880 veröffentlicht worden. Am 9. Oktober des letztgenannten Jahres hielt CREDNER in der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin einen bedeutsamen Vortrag „Über die Vergletscherung Norddeutschlands während der Eiszeit", in welchem er in klaren Zügen die Beweise für die neue Lehre darlegte.

Wie in diesem Falle, so hat auch CREDNER sonst an zuerst vertretenen Ansichten niemals hartnäckig festgehalten, sondern wenn er durch neuere Beobachtungen zu der Überzeugung gelangte, daß seine frühere Meinung irrig war, brachte er auch alsbald die neu gewonnene Erkenntnis zum Ausdruck. Während er anfangs in der Arbeit „Über Lößablagerungen an der Zschopau und Freiberger Mulde nebst einigen Bemerkungen über die Gliederung des Quartärs im südlichen Hügellande Sachsens" die fluviatile Entstehung des Lösses als eines bei den Hochfluten der Flüsse abgesetzten feinsandigen Schlammes vertreten hatte, schloß er sich später unbedenklich der VON RICHTHOFENschen äolischen Theorie an. Als er im Jahre 1880 den „Geologischen Führer durch das sächsische Granulitgebirge mit einem Kärtchen" herausgab und im Jahre 1884 „Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Erläuterung zu der Übersichtskarte des sächsischen Granulitgebirges und seiner Umgebung im Maßstab 1 : 100000" nach den Resultaten der Königlich Sächsischen Geologischen Landesuntersuchung erscheinen ließ, vertrat er die Ansicht einer sedimentären Entstehung der Granulitformation und ihrer Zugehörigkeit zur erzgebirgischen Gneisformation, deren faziell entwickelte obere Stufe sie darstellen sollte. Durch die Arbeiten der im Erzgebirge für die Sächsische Geologische Landesanstalt tätigen Geologen R. BECK und C. GÄBERT war eine Scheidung der erzgebirgischen Gneisformation in Eruptivgneise und Sedimentgneise kartographisch durchgeführt worden, und gleichzeitig vollzog sich, begünstigt durch lange und tiefe Bahneinschnitte bei der Neubearbeitung der Blätter des Granulitgebirges durch

E. DANZIG, ein vollständiger Umschwung in der genetischen Auffassung der Granulitformation. Diese wurde nunmehr von CREDNER als ein eruptiver Lakkolith der jüngsten Devonzeit angesehen, der äußere und innere Kontaktzonen aufweist und von seiner kontaktmetamorphischen Schieferbedeckung durch Denudation in dem Maße abgetragen worden ist, daß an seinen Böschungen die von ihm in größerer Tiefe durch Injizierung und Imprägnation mit granitischem Magma erzeugten Tiefenkontaktprodukte bloßgelegt wurden. CREDNER hat diesen neueren Auffassungen in mehreren Schriften und Vorträgen Ausdruck verliehen und sie den Teilnehmern an der Exkursion in das sächsische Granulitgebirge, die er im Jahre 1908 vor Beginn der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Dresden veranstaltet hatte, in vorzüglicher Weise demonstriert.

Ein besonderes Verdienst hat sich CREDNER dadurch erworben, daß er die vom Jahre 1875 ab im Königreich Sachsen auftretenden Erdbeben genau beobachtete und registrierte. Von diesem Zeitpunkte ab konnten bis zum Jahre 1897 38 Beben festgestellt werden, von denen nicht weniger als 22 und unter diesen die intensivsten Erschütterungen auf das Vogtland entfallen, so daß dieses als ein chronisches Schüttergebiet bezeichnet werden konnte. Die Erklärung der sächsischen Erdbeben als tektonische Erscheinungen ist allgemein anerkannt worden. Durch das Interesse, welches CREDNER den Erdbeben entgegenbrachte, erreichte er es, daß mit Unterstützung der Königlich Sächsischen Regierung und der Königlich Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften eine Erdbebenwarte in Leipzig errichtet und ihm die Leitung dieses Instituts übertragen wurde. Ein ausgedehnter Erdbebenbeobachtungsdienst wurde von ihm für ganz Sachsen und seine Grenzgebiete organisiert und auf seine Veranlassung ein selbstregistrierender WIECHERTscher Pendelseismometer auf der Erdbebenwarte in Leipzig aufgestellt.

Eine besondere Epoche in der wissenschaftlichen Tätigkeit HERMANN CREDNERs bildet die Bearbeitung der Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Diese in einem Kalksteinflöze des mittleren Rotliegenden bei Niederhäßlich in großer Individuenzahl und vorzüglicher Erhaltung auftretenden Saurierreste wurden von CREDNER durch Ankauf der Grube ausgebeutet und bildeten das Material für seine sorgfältigen, mustergültigen Untersuchungen. Durch diese wurde festgestellt, daß die bisher als *Branchiosaurus gracilis* beschriebene Form als die mit

Kiemen versehene Larve von *Branchiosaurus amblystomus* anzusehen ist, eines paläozoischen Schuppenlurches, der sich aus dieser wasserbewohnenden Larvenform zu einem durch Lungen atmenden Landbewohner entwickelte. Außerdem führten diese Untersuchungen zur Aufstellung verschiedener neuer Arten, die für die Entwicklungsgeschichte der Saurier von großer Wichtigkeit sind. In zehn Aufsätzen, die in der Zeit von 1881—1893 in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft erschienen sind, hat CREDNER die Ergebnisse seiner Forschungen niedergelegt.

Auch die Kenntnis der Tertiärformation im Königreich Sachsen ist durch CREDNERs Untersuchungen wesentlich gefördert worden, namentlich auf Grund der daselbst ausgeführten Tiefbohrungen. Diese ermöglichten es ihm, den tieferen Untergrund von Leipzig und seiner näheren Umgebung durch eine Reihe von Profilen darzustellen.

Sein Talent für kartographische Darstellung tritt besonders in der von ihm bearbeiteten geologischen Übersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1 : 250000 hervor, die durch ihren musterhaften Farbendruck in klarer Weise die Grundzüge des geologischen Baues dieses Landes zur Anschauung bringt. Wie groß das Bedürfnis nach einer solchen Karte war, bewies der schnelle Absatz der ersten Auflage. Ebenso zeichnet sich auch die geologische Übersichtskarte von Sachsen im Maßstab 1 : 500000 durch besondere Klarheit der Darstellung aus.

Die Anerkennung der großen Verdienste HERMANN CREDNERs von seiten seines Landesherrn haben in der Verleihung folgender Ordensauszeichnungen ihren Ausdruck gefunden: Er erhielt 1896 das Ritterkreuz I. Klasse vom Königl. sächsischen Verdienstorden, 1901 das Komturkreuz II. Klasse vom Königl. sächsischen Albrechtsorden und 1912 das Komturkreuz II. Klasse vom Königl. sächsischen Verdienstorden. Außerdem wurde ihm das Ritterkreuz I. Klasse vom Kaiserlich russischen St. Stanislausorden mit dem Stern verliehen. Die Universität Cambridge ernannte ihn zum Ehrendoktor in science und die Société Géologique de Belgique in Lüttich, die New York Academy of Sciences sowie die Kaiserlich russische mineralogische Gesellschaft zu St. Petersburg zu ihrem Ehrenmitgliede. Er gehörte zu den Mitgliedern der Kaiserlichen Leopoldinisch-Carolinischen Deutschen Akademie der Naturforscher und war bis zu seinem Tode Vorstandsmitglied der Fachsektion für Mineralogie und Geologie. Außerdem war er Ehrenmitglied der naturforschenden Gesellschaft Isis in Dresden.

Credner war auf allen bisherigen internationalen Geologenkongressen anwesend und beteiligte sich stets an den großen Exkursionen, die im Anschluß an diese Kongresse in Frankreich, Nord-Amerika, Rußland, Österreich-Ungarn, in der Schweiz, in Mexiko und Schweden veranstaltet wurden. Von Stockholm aus schloß er sich im Jahre 1910 der geologischen Exkursion nach Spitzbergen an, und alle Teilnehmer bewunderten damals seine jugendliche Rüstigkeit und Elastizität, mit der er alle Strapazen dieser Reise überwand.

Bei den alljährlich meist in Eisenach stattfindenden Konferenzen der Direktoren der Geologischen Landesanstalten der deutschen Bundesstaaten war Credner fast regelmäßig zugegen und beteiligte sich lebhaft an allen dort zur Verhandlung kommenden Fragen.

Der Verein für Erdkunde zu Leipzig erwählte ihn für die Zeit von 1904—1906 zum Vorsitzenden, während er im Jahre 1871 und von 1907—1911 zu den Mitgliedern des Beirats gehörte und schließlich zum Ehrenmitgliede ernannt wurde.

Ihm zu Ehren sind verschiedene geographische Naturgegenstände mit seinem Namen belegt worden. So nannte der Afrikaforscher Hans Meyer einen Gletscher des Kilimandjaro den „Credner-Gletscher“, der schwedische Forscher A. G. Nathorst eine großartige Moränenlandschaft an der Van Mayen-Bai auf Spitzbergen die „Credner-Moräne“, ferner der Admiral Freiherr von Schleinitz eine Berggruppe im östlichen Teile der Insel Neupommern „Berggruppe Credner“ und endlich der Afrikareisende Hans Gruner den prächtigen Wasserfall des Aka-Baches in Togo den „Credner-Fall“.

An seinem 70. Geburtstage, den Hermann Credner in seiner schönen Villa in der Carl-Tauchnitz-Straße in Leipzig im engsten Kreise seiner Familie feierte, ist ihm eine ganz besondere Ehrung zuteil geworden. Von zahlreichen Geologen und Freunden der Geologie war ein Kapital zusammengebracht worden in der Absicht, daß es zur Förderung der Geologie dienen und den Namen „Hermann-Credner-Stiftung“ führen sollte. Als einer der älteren Schüler des Jubilars hatte ich die große Freude, meinem hochverehrten Lehrer die künstlerisch ausgeführte Stiftungsurkunde mit folgenden Worten im Namen der 347 Stifter überreichen zu können: „Sehr geehrter Herr Geheimer Rat! Am heutigen Tage, an dem Sie das schöne Fest Ihres siebzigsten Geburtstags feiern, gedenken Ihrer die Geologen Deutschlands und des Auslandes, und ganz

besonders Ihre früheren Schüler in herzlicher Verehrung und Dankbarkeit. Auf eine lange Lebenszeit voll erfolgreicher Arbeit schauen Sie heute zurück. Durch Ihr ausgezeichnetes Lehrbuch „Die Elemente der Geologie“, durch Ihre fesselnden Vorlesungen an der Universität Leipzig haben Sie während vier Jahrzehnten fruchtbringend wie nur selten ein Lehrer gewirkt und zahlreiche Studierende in die Geologie eingeführt und dafür begeistert. Die geologische Landesuntersuchung des Königreichs Sachsen verdankt Ihrer Tatkraft, daß das hervorragende Kartenwerk, das unter Ihrer Leitung begonnen, auch bereits zum Abschluß gebracht worden ist. Ihr Forschereifer hat uns neben anderen wichtigen Arbeiten über den geologischen Bau Sachsens grundlegende Untersuchungen über die eiszeitlichen Bildungen der Gegend von Leipzig, ebenso interessante wie bedeutsame Ergebnisse über die Stegocephalen von Niederhäßlich und andere paläontologische Funde beschert. Obwohl Ihr Name in der Geschichte der Geologie bereits unauslöschlich geschrieben steht und immer mit hohen Ehren genannt werden wird, beabsichtigen wir, Ihnen heute noch ein besonderes Denkmal zu errichten. Zahlreiche Geologen und Freunde der Geologie haben zu Förderung der geologischen Wissenschaft ein Kapital von 20000 Mark gesammelt, das in Anerkennung Ihrer großen Verdienste den Namen „HERMANN-CREDNER-Stiftung“ führen soll. Wir bitten Sie, hochverehrter Herr Geheimer Rat, diese Stiftung als ein Zeichen unserer Verehrung anzunehmen und sie der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, der Sie seit 1865 ein ebenso eifriges Mitglied wie ein treuer Freund und Berater waren, zur Verwaltung zu überweisen. Zugleich bitten wir Sie, die im Entwurf beigefügten Satzungen dieser Stiftung zu genehmigen. Wir alle bringen Ihnen heute an Ihrem Ehrentage die herzlichsten Glückwünsche dar. Möge Ihnen im Kreise Ihrer werten Familie noch ein langer und glücklicher Lebensabend beschieden sein!“

CREDNER dankte in bewegten Worten und hat auch noch später seinem Danke durch nachstehendes an sämtliche Stifter gerichtetes Schreiben Ausdruck verliehen:

„Den Höhepunkt der neulichen Feier meines siebzigsten Geburtstages bildete die auch in Ihrem Namen durch Herrn Geheimen Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE vollzogene Überreichung der Urkunde, die jene reiche Spende begleitete und erläuterte, welche dem Edelsinn einer großen Zahl von Mitgliedern und Freunden der Deutschen Geologischen Gesell-

schaft entspringt, der Förderung der geologischen Wissenschaft dienen und mir zu Ehren den Namen „HERMANN CREDNER-Stiftung“ tragen soll.

Dieselbe wird das Gedächtnis an mich über weitere Kreise von Fachgenossen verbreiten und für längere Zeit wach erhalten, als es meine eigenen Leistungen vermögen.

Mit stolzem Dankgefühl begrüße ich deshalb diese Huldigung, die mir Gönner, Freunde, Fachgenossen und alte Schüler nahe dem Schlusse meines Lebens in nachsichtigem Wohlwollen darbringen.

Den eigentlichen Wert dieser Stiftung aber empfinde ich darin, daß dieselbe im Sinne ihrer gütigen Geber noch bis in ferne Zeiten das Streben zahlreicher jüngerer Geologen zugunsten unserer Wissenschaft fördern und befruchten wird. Dieses Bewußtsein ist es, das mich mit besonders lebhaftem Dank für diese Darreichung erfüllt, die ihren Segen unter meinem Namen ausbreiten darf.“

Leipzig, den 5. Oktober 1911.

Mit ergebenstem Glückauf!

Dr. HERMANN CREDNER.

Nach der Überreichung der oben erwähnten Stiftungsurkunde fand ein Familiendiner statt, an dem von fremden Gästen nur meine Frau und ich sowie Professor Dr. J. WALHTER-Halle teilnahmen. Bei Tisch hielt CREDNER in seiner lebhaften Art eine längere Rede, in der er viel von seinen früheren Streifzügen in Nordamerika erzählte.

Die zunehmenden Beschwerden des Alters nötigten ihn, der sich sonst in seinem Leben stets einer trefflichen Gesundheit erfreut hatte, am 1. Oktober 1912 sein Lehramt an der Universität und das Direktoriat der Geologischen Landesanstalt niederzulegen. Mit schwerem Herzen schied er aus der ihm so lieb gewordenen Tätigkeit, doch war es ihm eine große Freude, daß er noch die XI. Auflage seiner „Elemente der Geologie“ zum Abschluß bringen konnte. Es war dies die letzte Arbeit seines Lebens.

Am Freitag, dem 25. Juli, fand um 2 Uhr nachmittags in der Pauliner Kirche für den Entschlafenen eine Trauerfeier statt, an die sich die Überführung zur Einäscherung auf dem Südfriedhofe anschloß.

Am Sarge sprach sein Freund und Kollege, Herr Geheimrat Professor Dr. PARTSCH, in der Pauliner Kirche folgende Worte:

„Die Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig betrauert in HERMANN CREDNER ihren vormaligen Vorsitzenden und ihr hochverdientes Ehrenmitglied. Mag auch der Kranz dankbarer Verehrung, den sie an seinem Sarge niederlegt, mit allem, was an dem herrlichen Manne sterblich war, in Flammen verlodern, so wird doch unauslöschlich in unserem Kreise die Erinnerung an die Vorträge fortleben, in denen dieser Lehrer von Gottes Gnaden bald ferne Wanderziele, bald sein heimisches Wirken beleuchtete. Alles, was seine Beobachtung jenseits des Ozeans aufgenommen, alles, was er, mit weitem Horizonte arbeitend, daheim sich errungen, vereinte er wie Lichtstrahlen in einem Brennpunkt in der geologischen Erforschung und Darstellung des deutschen Landes, dem die gereifte Kraft seiner besten Jahre galt:

„Sachsenlandes vollstes Bild
Bleibt sein leuchtend Ehrenschild."

Jeder, der künftig nachdenkend in den Bau der Grundfesten dieses schönen Landes sich vertieft, wird gleich uns mit Dankbarkeit und Bewunderung bei dem Lebenswerke weilen, dessen Feierabend wir wehmütig heute begehen. „Wirken, solange es Tag ist!" Das ist der mahnende Scheidegruß, den HERMANN CREDNERS leuchtendes Vorbild uns zuruft noch an dem Tage, da er unseren Augen für immer entschwindet."

Schriftenverzeichnis HERMANN CREDNERS.

1864. Die *Pteroceras*-Schichten (Aporrhais-Schichten) der Umgebung von Hannover. Mit 2 Tafeln Abbild., 1 Übersichtskarte u. 5 Gebirgsprofilen. (Inaugural-Dissertation. Berlin 1864. Abgedruckt in der Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XVI, 1864.)

— Die Brachiopoden der Hilsbildung im nordwestlichen Deutschland. Mit 4 Tafeln. (Ebenda XVI, 1864.)

1865. Die Zone der Opis similis Phill. im Oxford von Hannover. Mit 1 Tafel. (Ebenda XVII, 1865.)

— Geognostische Beschreibung des Bergwerkdistriktes von St. Andreasberg. Mit 1 Karte u. 2 Tafeln Profilen. (Ebenda XVII, 1865.)

— Die Verbreitung des Gault in der Umgegend von Hannover. Mit 3 Profilen. (Ebenda XVII, 1865.)

— Geognostische Skizze der Umgegend von New-York. Mit 1 Tafel. (Ebenda XVII, 1865.)

— Geognostische Reiseskizzen aus New Brunswick in Nordamerika. (Neues Jahrb. für Mineral. 1865.)

— Referat über J. D. WHITNEYS Geological survey of California. (Ebenda 1865, 729—732.)

— Hübnerit, ein neues Mineral. (Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung XIX, 1865.)

1866. Beschreibung von Mineralvorkommen in Nordamerika. (Ebenda XXV, 1866, Nr. 1, 2, 4, 7, 10, 11, 14, 17, 24, 26.)

1866. Geognostische Skizzen aus Virginia, Nordamerika. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XVIII, 1866.)

1867. Beschreibung von Mineralvorkommen in Nordamerika. Die Kupfererzlagerstätten von Ducktown in Tennessee. (Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung XXVI, Nr. 1.)

— Geognostische Notizen über das Silbererzvorkommen im Reveille-Distrikt, Nevada Territorium, Nordamerika. Nach einem Gutachten von Charles A. Statefeldt. (Ebenda XXVI, 1867, Nr. 10.)

— The practical Study of Mining-Engineering and the mechanical and metallurgical Treatment of Ores at the Royal Prussien School of Mines in Klausthal. New York 1867.

— Beschreibung einiger paragenetisch interessanter Goldvorkommen in Georgia (Neues Jahrb. f. Min. 1867.)

— Geognostische Skizze der Goldfelder von Dahlonega, Georgia, Nordamerika. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XIX, 1867.)

1868. Über Bergwerksspekulation und den Beruf der Bergwerk-Bureaus in Nordamerika. (Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung XXVII, 1868, Nr. 4.)

— Die Eisenerzproduktion der „Oberen Halbinsel von Michigan". (Ebenda XXVII, 1868, Nr. 15.)

— Urens Schlammwäsche für gediegenes Kupfer. (Ebenda XXVII, 1868, Nr. 23.)

— Aus den Urwäldern am Oberen See in Nordamerika. (Globus XIV, 1868.)

1869. Charakteristische Vorkommen von gediegenem Kupfer am Obernsee. (Neues Jahrb. f. Min. 1869.)

— Beschreibung einiger charakteristischer Vorkommen des gediegenen Kupfers auf Keweenaw Point am Oberen See Nordamerikas. (Neues Jahrb. f. Min. 1869.)

— Über seine Reise in Nordamerika. (Ebenda, 1869, S. 63.)

— Die Gliederung der eozoischen (vorsilurischen) Formationsgruppe Nordamerikas. Habilitationsschrift. Halle 1869.

— Die vorsilurischen Gebilde der „Oberen Halbinsel von Michigan" in Nordamerika. Mit 5 Tafeln (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXI, 1869.)

— Die Beeinflussung des topographischen Charakters gewisser Landdistrikte Nordamerikas durch den Biber. (Petermanns geograph. Mitteilungen, 1869, Heft IV.)

1870. Gewaltige Kupfermassen am Lake Superior. (Neues Jahrb. f. Min. 1870.)

— Geognostische Aphorismen aus Nordamerika. (Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1870, H. 1.)

— Die Kreide von New Jersey. Mit Kärtchen u. 1 Profil. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXII, 1870.)

— Über die Ursachen der Dimorphie des kohlensauren Kalkes. (Sitzungsber. d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig v. 2. Juni 1870.)

— Die Dimorphie des kohlensauren Kalkes. (Neues Jahrb. f. Min. 1870.)

— Über nordamerikanische Schieferporphyroide. (Ebenda, 1870.)

— Über gewisse Ursachen der Krystallverschiedenheiten des kohlensauren Kalkes. (H. Kolbes Journ. f. prakt. Chemie 1870, Nr. 17.)

1871. Die Geognosie und der Mineralreichtum des Alleghanysystemes. Mit 1 geognost. Karte u. 1 Tafel Profile. (Petermanns geograph. Mitteilungen 1871, H. 2.)

1871. Nordamerikanisches Urwaldsleben. (Aus allen Weltteilen, 2. Jahrg. Leipzig 1871.)
— Das Leben in der toten Natur. (Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss. 1871.)
1872. Elemente der Geologie. (Leipzig, W. ENGELMANN, 1. Aufl., September 1872.)
— Elemente der Geologie. Unveränderte 2. Auflage. Weihnachten 1872.
1873. Die geologische Landesuntersuchung von Sachsen.
— Worte der Erinnerung an C. F. NAUMANN. (Verlag W. ENGELMANN, Leipzig.)
— Briefliche Mitteilung vom 8. November 1873, enthaltend Einladung zur Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft in das sächsische Gebirge. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXVI, 1874.)
1874. Bericht über die geologische Exkursion durch das sächsische Gebirge. (Ebenda XXVI, 1874.)
— Über ein von E. DATHE entdecktes Vorkommen zahlreicher schwedischer Silurgeschiebe vor dem Zeitzer Tore in Leipzig. (Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. April 1874.)
1875. Entstehung der granitischen Gänge im Erzgebirge. (Ebenda, Januar 1875.)
— Über das Vorkommen von bunten Turmalinen bei Wolkenburg in Sachsen. (Ebenda, XXVII 1875.)
— Über nordisches Diluvium in Böhmen. (Ebenda, Juni 1875.)
— Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. Mit 1 Tafel. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXVII, 1875.)
1876. Über Lößablagerungen an der Zschopau und Freiburger Mulde nebst einigen Bemerkungen über die Gliederung des Quartärs im südlichen Hügellande Sachsens. (Neues Jahrb. f. Min. 1876.)
— Septarienton mit *Leda Deshayesiana* bei Leipzig. (Ebenda, 1876.)
— Elemente der Geologie. III. neubearbeitete Auflage. (Leipzig, W. ENGELMANN.)
— Septarienton von Großstädeln. (Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig XXVIII. 1876.)
— Die Küstenfacies des Diluviums in der sächsischen Lausitz. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXVIII, 1876.)
— Das voigtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. November 1875. (Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss., 1876.)
1877. Über ein neues Vorkommen des Alunites. (Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig, 1877.)
— Das Dippoldiswaldaer Erdbeben am 5. Oktober 1877. (Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss. **50**, 1877.)
— Der rote Gneis des sächsischen Erzgebirges, seine Verbandverhältnisse und genetischen Beziehungen zu der archäischen Schichtenreihe. Mit 1 Tafel. (Zeitschr. d. Deutsch Geol. Ges. XXIX, 1877).
1878. Elemente der Geologie. IV. neubearbeitete Auflage.
— Das Oligocän des Leipziger Kreises, mit besonderer Berücksichtigung des marinen Mittel-Oligocäns. Mit 2 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXX, 1878.)
— Konglomerate von Strehla in Sachsen. Briefl. Mitteilung. (Ebenda XXX, 1878.)
1879. Über Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig und über geritzte einheimische Geschiebe. (Ebenda **31**, 1879.)

1880. Über die geologischen Resultate einer Tiefbohrung am Berliner Bahnhofe in Leipzig. (Sitzungsber. der naturf. Ges. zu Leipzig, März 1880.)
— Über Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms an Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und angrenzenden Landstrichen. Mit 2 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **32**, 1880.)
— Geologischer Führer durch das sächsische Granulitgebirge mit 1 Kärtchen. (Leipzig, W. Engelmann, 1880.)
— Über die Vergletscherung Norddeutschlands während der Eiszeit. (Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1880, Heft 7.)
— Die geologische Landesuntersuchung des Königreichs Sachsen während der Jahre 1878–1881. Mit Karte. (Mitteil. d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, 1880.)
— Über Glazialerscheinungen in Sachsen nebst vergleichenden Vorbemerkungen über den Geschiebemergel. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **32**, 1880.)
1881. Über einige Stegocephalen aus dem sächsischen Rotliegenden. (Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig, Januar 1881.)
— Die Stegocephalen (Labyrinthodonten) aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes. Erster Teil. Mit 4 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **33**, 1881.)
— Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Zweiter Teil. Mit 4 Tafeln. (Ebenda **33**, 1881.)
1882. Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Dritter Teil. Mit 2 Tafeln. (Ebenda **34**, 1882.)
— Über die Genesis der granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. (Ebenda **34**, 1882.)
1883. Über die Herkunft der norddeutschen Nephrite. (Korresp.-Blatt d. deutsch. anthropolog. Ges. XIV, Nr. 4, 1883.)
— Der Boden der Stadt Leipzig. Erläuterungen zu den geologischen Profilen durch den Boden der Stadt Leipzig und deren nächster Umgebung. Mit 2 Tafeln. Leipzig, Hinrichs, 1883.
— Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Vierter Teil. Mit 2 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **35**, 1883.)
— Über das erzgebirgische Faltensystem. (Vortrag, Bericht über den II. deutschen Bergmannstag zu Dresden 1883.)
— Elemente der Geologie. V. neubearbeitete Auflage.
1884. Das erzgebirgisch-vogtländische Erdbeben während der Jahre 1878 bis Anfang 1884. Mit 1 Tafel. (Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle. Vierte Folge, 3. Bd., 1884.)
— Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Erläuterung zu der Übersichtskarte des sächsischen Granulitgebirges und seiner Umgebung im Maßstab 1 : 100000. (Leipzig, W. Engelmann, 1884.)
— Über die Entwicklungsgeschichte der Branchiosauren. Vortrag. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **36**, 1884, S. 685–686.)
— Über die Grenzen der Zechsteinformation. Diskussion. (Ebenda **36**, 1884, S. 676–678.)
1885. Die obere Zechsteinformation im Königreich Sachsen. (Berichte d. mathem. physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. April 1885.)
— Die geologische Landesuntersuchung des Königreichs Sachsen. Mit Übersichtskärtchen. Leipzig 1885.

1885. Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Fünfter Teil. Mit 3 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **37**, 1885.)

1886. Das „marine“ Oberoligocän von Markranstädt bei Leipzig. (Ebenda **38**, 1886.)

— Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Sechster Teil: Die Entwicklungsgeschichte von *Branchiosaurus amblystomus*. Mit 4 Tafeln. (Ebenda **38**, 1886.)

— Über *Archegosaurus* von Offenbach. Vortrag. (Ebenda **38**, 1886, S. 696—698.)

— Über die Gänge von basischen alten Eruptivgesteinen im Tannenbergtal. Diskussion. (Ebenda **38**, 1886, S. 706—707).

1887. Elemente der Geologie. VI. neubearbeitete Auflage, 1887.

— Über Stegocephalen des Rotliegenden. Vortrag. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **39**, 1887, S. 630 - 632.)

1888. Wandtafeln mit Stegocephalen des Rotliegenden. (Neues Jahrb. f. Min. 1888, I.)

— Stegocephalen des Rotliegenden. 2 Wandtafeln. Leipzig 1888. W. Engelmann.

— Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Siebenter Teil: *Palaeohatteria longicaudata* Crd. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **40**, 1888.)

— Über *Palaeohatteria*. Vortrag. (Ebenda **40**, 1888.)

1889. Das vogtländische Erdbeben vom 26. Dezember 1888. (Berichte d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 1889.)

— H. Credner, E. Geinitz und F. Wahnschaffe: Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. (Neues Jahrb. 1889, II.)

— Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Achter Teil: *Kadaliosaurus priscus* Crd. Mit 1 Tafel. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **41**, 1889.)

— Die Lagerungsverhältnisse der Kreidefelsen auf Rügen. Briefl. Mitteil. (Ebenda **41**, 1889.)

1890. Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Neunter Teil: *Hylonomus* und *Petrobates*. Mit 3 Tafeln. (Zeischr. d. Deutsch. Geol. Ges. **42**, 1890.)

— Über die Genesis der archäischen Gneisformation. Diskussion. (Ebenda **42**, 1890, S. 602—606.)

1891. Die Urvierfüßler (*Eotetrapoda*) des sächsischen Rotliegenden. (Naturwiss. Wochenschr., Berlin 1891.)

— Die geologischen Verhältnisse der Stadt Leipzig. Festschrift: Die Stadt Leipzig in sanitärer Beziehung. 1 Profiltafel. 1891.

— Elemente der Geologie. VII. neubearbeitete Auflage, 1891.

1892. Über die geologische Stellung der Klinger Schichten. (Berichte d. mathem.-physik. Klasse d. Ges. d. Wiss. 1892.)

1893. Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Zehnter Teil: *Sclerocephalus labyrinthicus*. Mit 3 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **45**, 1893.)

1895. Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und der Norddeutschen Phosphoritzonen. Mit 1 Tafel. (Abhandl. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. XXII, 1895.)

1895. Zur Histologie der Faltenzähne paläozoischer Stegocephalen. Mit 4 Tafeln. (Ebenda XX, 1895.)

1897. Elemente der Geologie. VIII. neubearbeitete Auflage, 1897.

1898. Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889 bis 1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. Oktober bis 29. November 1897. Mit 5 Tafeln. (Abhandl. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. XXIV, Leipzig 1898.)

1900. Die seismischen Erscheinungen im Königreiche Sachsen während der Jahre 1898 und 1899 bis zum Mai 1900. (Ber. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 52, 1900.)

— Die vogtländischen Erdbebenschwärme während des Juli und des August 1900. Mit 1 Karte und 4 Tafeln. (Ebenda 52, November 1900.)

— Nekrolog auf Hans Bruno Geinitz. (Ebenda 52, 1900.)

1901. Armorika, ein Vortrag. (Geogr. Zeitschr. VII, Leipzig 1901.)

— Das sächsische Schüttergebiet des Sudetischen Erdbebens vom 10. Januar 1901. Mit 1 Tafel. (Ber. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 53, 1901.)

1902. Die vogtländischen Erderschütterungen in dem Zeitraume vom September 1900 bis zum März 1902, insbesondere die Erdbebenschwärme im Frühjahr und Sommer 1901. Mit 2 Textkarten. (Ebenda 54, 1902.)

— Elemente der Geologie. IX. neubearbeitete Auflage.

1903. Über die erzgebirgische Gneisformation und die sächsische Granulitformation. (IX. Congrès Géolog. Internat. Wien 1903, I, S. 115 u. 116.)

— Die vom Wiechertschen astatischen Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig während des Jahres 1902 registrierten Nahbeben. Mit 1 Tafel. (Ber. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig 55, 1903.)

1904. Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das Wiechertsche Pendelseismometer in Leipzig. Mit 1 Karte. (Abhandl. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig 38, 1904.)

1905. Das kontaktmetamorphische Palaeozoicum an der südöstlichen Flanke des sächsischen Granulitgebirges. (Zentralbl. f. Min. usw., Jahrg. 1905.)

1906. Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Renunziationsprogramm. Philosoph. Fakultät der Universität Leipzig 1906.

— Elemente der Geologie. X. unveränderte Auflage.

1907. Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. (Zentralbl. f. Min., Jahrg. 1907.)

— Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1904—1906. (Ber. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 59, 1907.)

1908. Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1:250000 der natürlichen Größe. Im Auftrage des Kgl. sächsischen Finanzministeriums nach den Ergebnissen der Kgl. sächsischen geologischen Landesaufnahme bearbeitet.

— Begleitworte zu obiger Übersichtskarte. (Zeitschr. f. prakt. Geologie XVI, 1908, S. 83 u. 84.)

— Referat des Verfassers über obige Karte. (K. Keilhacks Geol. Zentralbl. XI, 1908.)

1909. Die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft in die erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmische Mittelgebirge im August 1908. A. Bericht über die Exkursionen vor der allgemeinen Versammlung in Dresden in einige besonders interessante Teile des sächsischen Granulitgebirges und seines Vorlandes. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 61, 1909.)

1910. Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen, 1:500000. Leipzig 1910.

1912. Elemente der Geologie. XI. neubearbeitete Auflage.

Briefliche Mitteilungen.

27. Bericht über die Exkursionen vor, während und nach der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Freiburg i. Br. im August 1913.

Von den Herren S. v. Bubnoff, W. Deecke, R. Lais, W. Schnarrenberger, J. Soellner, W. Spitz und H. Thürach.

(Mit 5 Textfiguren.)

A. Exkursion vor der Versammlung.

Exkursion nach Baden-Baden.

Vom Führer Herrn H. Thürach.

Kurze Erläuterung des geologischen Aufbaues der Umgegend von Baden. Hierzu Fig. 1—3.

Das Gebiet von Baden-Baden liegt am nördlichen Rande des nördlichen Hochschwarzwaldes, der in seinem 700—900 m hoch aufragenden Kern hauptsächlich aus Granit besteht und im östlichen Teil teils direkt, teils mit einer schwachen Zwischenschicht von Rotliegendem von Buntsandstein überlagert wird. In der Linie Herrenalb—Gernsbach—Bühl endigt dieser Hochschwarzwald gegen Nordnordwesten mit einer starken Absenkung, durch welche die obere Grenze des Grundgebirges bis auf unter 100 m über die Meeresfläche sinkt. Es zeigt sich zunächst eine etwa 4 km breite Mulde, die Badener Mulde, in der das Grundgebirge von jüngerem Carbon überdeckt ist, über dem sich Porphyrdecken und Oberrotliegendes in großer Mächtigkeit aufbauen. Und darüber lagert dann erst der Buntsandstein, dessen Berge aber mit 671 m im Merkur auch nicht mehr die Höhe erreichen, bis zu welcher sie im Hochschwarzwald (950—1166 m) emporragen. Diese Mulde verläuft in südwest-nordöstlicher Richtung von Steinbach über Yburg, Baden—Lichtental, den Merkur und Staufenberg in das Murgtal zwischen Gaggenau und Gernsbach und endigt erst in der Gegend von Pforzheim.

Den nördlichen Rand dieser Badener Mulde bildet der quer zum Oostal in südwest-nordöstlicher Richtung unter der Stadt Baden hindurchsetzende Grundgebirgsrücken, der im Friesenberg südwestlich von Baden beginnt, sich beim Schloß Hohenbaden bis 400 m über dem Meer heraushebt und über Ebersteinburg und Gaggenau noch bis östlich vom Murgtal fortsetzt, wo er zwischen Michelbach und Sulzbach an der Oberfläche endigt. Dieser Grundgebirgsrücken besteht bei Baden in seinem Kern aus Granit, dem sich zu beiden Seiten, jedoch meist durch Verwerfungen getrennt, metamorpher Schiefer, vermutlich devonischen Alters, anlagert. Es kann angenommen werden, daß die Metamorphosierung dieses Schiefers durch den Granit bewirkt worden ist, da entfernter vom Granit Sericitschiefer, näher Knotenschiefer und noch näher gneisartige Schiefer zu finden sind. Der Granit tritt nur zwischen dem Waldsee und Hohenbaden zutage, weiter nordöstlich findet man nur Schiefer und Hornfelse.

Nordwestlich des Badener Granitrückens, dem das Oberrotliegende ohne Zwischenlagerung von Carbon aufgesetzt ist, zeigt sich wieder eine starke Absenkung in Verbindung mit nordwestlicher Schichtenneigung. Dem noch mächtigen Oberrotliegenden setzt sich in geringem Abstande vom Badener Grundgebirgsrücken im Fremersberg und Hardberg der Buntsandstein auf, mit welchem sich das Gebirge gegen Norden immer mehr verflacht, bis es in der Kraichgausenke auch noch von Muschelkalk, Keuper und Jura überlagert wird.

Diese Lagerungsverhältnisse des älteren Gebirges in der Umgegend von Baden-Baden sind durch Störungen bedingt, welche in ihrer Südwest—Nordost-Richtung mit der alten carbonischen Faltung Südwestdeutschlands zusammenfallen. Zahlreiche Verwerfungen und Schichtenabbiegungen folgen dieser Richtung und sind zweifellos zum Teil bereits zur Zeit der Bildung des Rotliegenden entstanden. Doch haben im Gebirge noch viele Störungen zur Tertiärzeit stattgefunden, zum Teil auf den alten Spalten, und es sind auch quer- und schräggerichtete Brüche entstanden, die mit der tiefen Einsenkung des benachbarten Rheintales in Zusammenhang stehen. Der Einbruch des Rheintales selbst verläuft schräg zur carbonischen Faltung in nordnordöstlicher Richtung und zeigt entlang dem Gebirgsrande des nördlichen Schwarzwaldes eine staffelförmige Gestaltung dadurch, daß eine etwa 1½—2 km breite Tertiärscholle zwischen Oos und Balg in höherer Lage am Gebirge stehengeblieben ist.

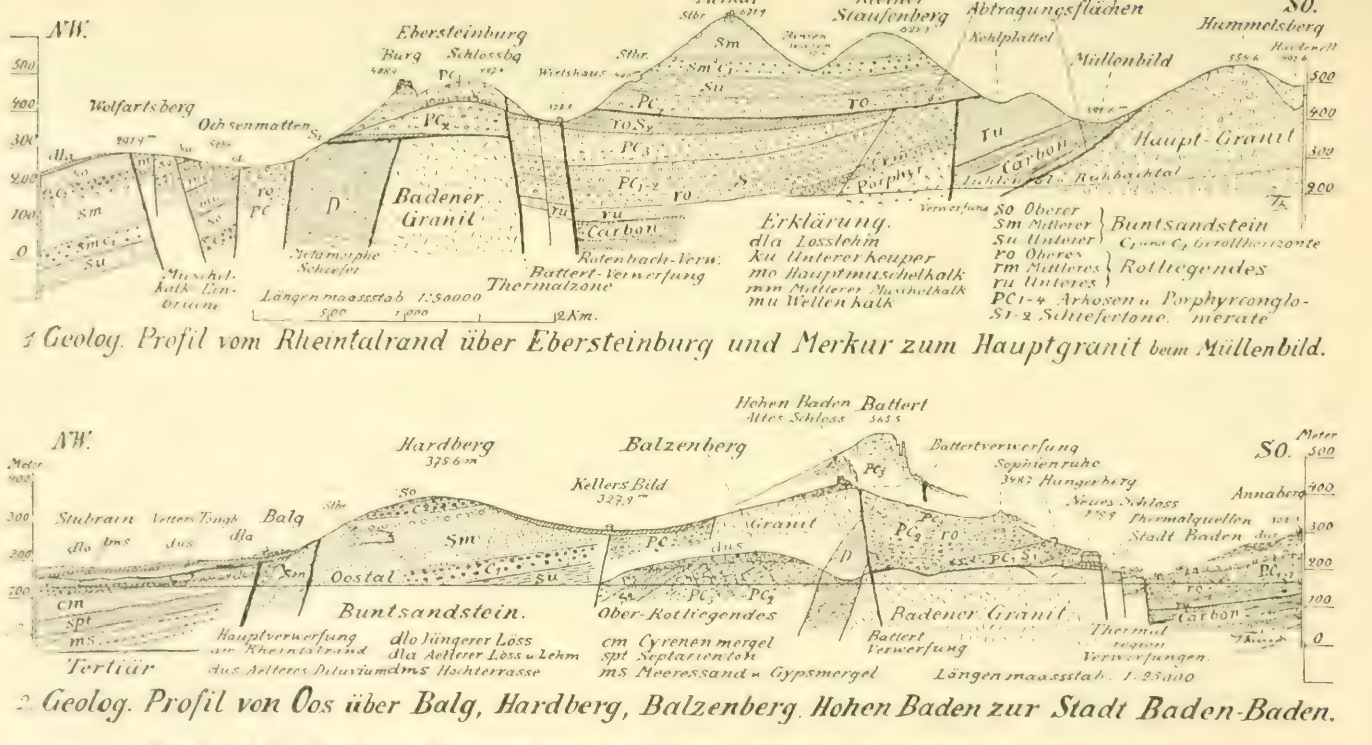


Fig. 1 und 2. Profile zur Erläuterung des geologischen Aufbaues der Umgegend von Baden-Baden.

Die Absenkung des Rheintales selbst ist zu verschiedener Zeit erfolgt. Sie war wohl am bedeutendsten zur Oligocänzeit, in welcher das Rheintal in großer Mächtigkeit mit tonigmergeligen Abschwemmungen der jurassischen und triassischen Gesteine der Randgebirge aufgefüllt worden ist, hat in der mittleren Miocänzeit unter gleichzeitiger Hebung des ganzen Gebietes große Fortschritte gemacht, und auch in der Diluvialzeit, besonders am Ende der älteren, haben noch beträchtliche Absenkungen stattgefunden.

Der gesamte Aufbau des Gebirges bei Baden mit den bedeutenderen Störungen ist aus den beiden Profilen auf Seite *491* deutlich zu ersehen.

I. Tag der Exkursionen. Montag, den 4. August. Die Teilnehmer versammelten sich um $7^1/_2$ Uhr vorm. bei der Trinkhalle. Hinter derselben stehen gneisartige metamorphe Schiefer an, in denen feinkörniger Feldspat, Quarz und brauner und weißer Glimmer bei stark schiefriger Beschaffenheit des Gesteins deutlich zu erkennen sind. Die Schiefer werden von schmalen, pegmatitartigen Granitgängen durchsetzt. Die gleichen Schiefer wurden dann nochmals untersucht an der Straße hinter der Trinkhalle nach dem Waldsee. Etwas nordwestlich davon wurde am Talrand in den Anlagen auch der Badener Granit festgestellt.

Hinter dem Konversationshause war dann ein zurzeit guter Aufschluß im jüngeren Carbon zu sehen, das bei Baden überall aus einem Wechsel von Bänken grobkörniger Arkosen mit grauen und schwarzen Schiefertonen und glimmerreichen Sandsteinen besteht. Die Schichten sind an einer naheliegenden Verwerfung an den gneisartigen Schiefern abgesunken und stark gegen Südosten geneigt. Dieser in Südwest—Nordost-Richtung streichenden Verwerfung kommt dadurch eine besondere Bedeutung zu, daß sie weiter nordöstlich, am Schloßberg, mit einer Verwerfung zusammenfällt, auf welcher die Thermalwasser Badens aufsteigen. Doch beschränken sich die Thermalquellen auf die rechte Seite des Oostales.

Gegen Süden bieten sich dann zunächst nur geringe Aufschlüsse. Auf das Carbon beim Konversationshause folgt eine schmale Zone von Unterrotliegendem mit Arkosen und roten Schiefertonen, und beim Kunstausstellungsgebäude ist am Talrand in niederen Felsen der Pinitporphyr zu sehen. Weiterhin nehmen gegen Süden die Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden eine große Fläche ein, und dahinter hebt sich, durch eine Verwerfung getrennt, als ein etwa 150 m hoher

Wall am Korbmattenkopf und Leißberg die mächtige Decke des Pinitporphyrs heraus.

Die Exkursion wurde hierauf auf der rechten (östlichen) Seite des Oostales fortgesetzt, woselbst sich in der Lichtentaler Straße bei der Einmündung der Stephanienstraße an einer Felswand ein guter Aufschluß in den dickbankigen, geschichteten Arkosen und Porphyrkonglomeraten des Oberrotliegenden zeigt. Die Schichten steigen gegen Südosten an, Carbon liegt in der Tiefe, tritt aber nicht zutage, weshalb im Oostale selbst eine Verwerfung angenommen werden muß. In den Konglomeraten wurde den zahlreichen Geröllen von rotem Porphyr (Typus Gallenbach und Brandeck), von Granit, Gneis und Quarz, sowie von Schieferfragmenten Beachtung geschenkt.

Es folgte dann die Besichtigung der Thermalquellen am Schloßberg. Die Büttquelle, welche auf dem Wege dahin zunächst liegt, kommt aus einer Schuttmasse, stellt ein Gemisch von Thermalwasser mit Süßwasser dar und zeigt nur eine Temperatur von 25—27° C. Sie wird durch Tagwasser leicht verunreinigt, besitzt aber sehr hohe Radioaktivität und dient daher im Emanatorium der Stadt zu Inhalationen. Auf dem Marktplatze wurde auf die alten römischen Badeanlagen und die Lage der einzelnen Thermalquellen und der Thermalstollen hingewiesen und hierauf die Ursprungquelle, eine der stärksten und in ihrer alten Fassung noch erhaltenen Thermalquellen, und dann der Thermalhauptstollen oder Friedrichsstollen besichtigt. Das Thermalwasser steigt anscheinend noch hinter der Schloßgartenmauer auf der Verwerfung zwischen dem aus Granit und alten paläozoischen Schiefern bestehenden Grundgebirge und dem Carbon auf, fließt aber nicht auf der Verwerfungsspalte selbst aus, sondern dringt in die Schichten des Steinkohlengebirges ein und tritt erst aus diesen zutage, und zwar nicht oder nur in geringem Maße aus den Arkosen, da dieselben massig und nur wenig zerklüftet sind, sondern hauptsächlich aus den Zwischenlagen von sandigen Schiefern und Sandsteinen, die auf den Schichtfugen stark durchlässig sind. Da das Thermalwasser keinen Auftrieb besitzt, so kommt es nahe der Sohle der Stollen zum Austritt, und da es nur sehr wenig Gase enthält, so fließt es fast geräuschlos aus. Besonders bemerkenswert ist die durch die Wärme des Thermalwassers (68° C) bedingte hohe Temperatur in den Stollen, die nur nach starker Lüftung ohne Gefahr begangen werden können. Die Schichten des Carbons sind im Thermalgebiet mit 20 bis 35 Grad gegen Nordosten und

außerdem leicht nach dem Schloßberg zu geneigt, so daß das Thermalwasser wahrscheinlich zum Teil gegen Nordosten in diesen Schichten verloren geht und, stark mit Süßwasser verdünnt, im Untergrund zwischen der Gernsbacher Straße und der Brauerei BLETZER in das Grundwasser des Oostales ausfließt.

Mehrere starke Thermalquellen treten am Marktplatz außerhalb den Stollen in geringer Tiefe unter der Oberfläche aus, und zwar in einer mehr westöstlich gerichteten Linie, der wahrscheinlich eine schwache Verwerfung zugrunde liegt. Es sind das die Freibad-, Ursprung-, Kühl-, Brüh-, Juden- und Ungemachquelle, welche Temperaturen von 54 bis 68° C besitzen. Die Kloster-, Mur- und Fettquelle (63° C) entspringen bei der Klostermauer in etwas tieferer Lage, und sind wahrscheinlich durch eine nordwest-südöstlich verlaufende Störung bedingt, da weiter östlich Carbon nicht mehr zutage tritt.

Das Profil Fig. 3 läßt die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlenschichten bei den Thermalquellen, die Absenkung derselben gegen Südosten bis zu der durch das Rotenbachtal verlaufenden Verwerfung, an welcher dann Oberrotliegendes neben das Carbon tritt, erkennen und deutet den Austritt des Thermalwassers aus den Steinkohlenschichten seitlich der eigentlichen Thermalspalte an. Auf dieser selbst steigt das Thermalwasser anscheinend in wenigen röhrenförmigen Kanälen auf, während der übrige Teil der Spalte geschlossen ist. Sonst könnten die Thermalquellen nicht oben am Marktplatz (181—183 m) liegen, sondern müßten unten im Oostal bei etwa 161 m Meereshöhe entspringen.

In früherer Zeit floß das Thermalwasser am südöstlichen Abhang des Schloßhügels frei hinab, und erzeugte hier einen ausgedehnten, bis 6 m mächtigen, teils kalkigen, teils kieseligen Sinterhügel, der beim Bau des Friedrichsbades abgegraben und zerstört wurde. Die darin aufgefundenen Pflanzenreste und Schneckenschalen gehören durchweg der gegenwärtigen Periode an, woraus man schließen darf, daß die Thermalquellen am Schloßhügel erst am Ende der Diluvialzeit durch Erdbeben entstanden sind. Doch scheinen in früherer Zeit an anderen Orten in der Umgegend von Baden-Baden bereits Thermalwasser aufgestiegen zu sein.

Im Anschlusse an die Thermalquellen wurde die römische Badruine unter dem Römerplatz, zwischen Friedrichs- und Augusta-Bad, besichtigt und von Herrn Stadtrat A. KLEIN erläutert.

Es folgte nun die Besichtigung einiger Aufschlüsse in dem Grundgebirgsrücken, der den Untergrund der Stadt Baden durchsetzt. Zunächst wurden die gneisartigen Schiefer beim katholischen Pfarrhause, dann der Granit hinter dem Pfälzer Hofe und beim Schützenhause besichtigt, wobei dem Spaltenverlaufe und den Ruschelzonen besondere Beachtung geschenkt wurde. Hier fehlt dem Granit die Auflagerung des Steinkohlengebirges, das gegen Nordwesten nicht weit über

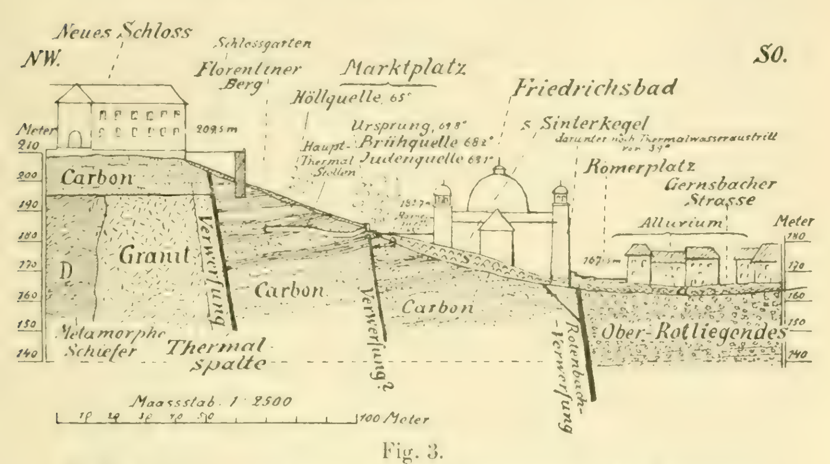


Fig. 3.
Profil der Schichtenlagerung bei den Thermalquellen am Schloßberg in Baden.

den Hügel am neuen Schloß hinweg reicht. Hinter dem Schützenhause zeigt sich über dem Granit direkt das obere Rotliegende, das mit roten tonigen Arkosen voll von Schieferfragmenten und Geröllen von Granit, Gneis und rotem Porphyr und mit roten Schiefertonen (untere Schiefertone des Oberrotliegenden) beginnt und sich in dieser Ausbildung östlich bis in das Rotenbachtal verfolgen läßt. In dem Tälchen hinter dem Schützenhause erscheint zwischen Granit eingeschlossen nochmals eine Scholle von metamorphen gneis- und hornfelsartigen Schiefern und, diese und den Granit in westlicher Richtung durchsetzend, ein mächtiger Quarzgang, der Spuren von Kupfererzen, Malachit und Kupferlasur, führt und, wie die zahlreichen Blätterdurchgänge beweisen, aus einem Schwerspatgange durch Verkieselung hervorgegangen ist.

Vom Schützenhause wurde zum Balzenberg emporgestiegen, dessen Rücken von einer Buntsandsteinblock-

masse bedeckt ist, die in der älteren Diluvialzeit unter der Mitwirkung von glazialen Kräften entstanden sein dürfte. Beim Aufstieg zum alten Schloß Hohenbaden wurde ein Steinbruch im Granit besichtigt, der hier bei grobkörniger Ausbildung reichlich Feldspatkrystalle führt, und so verwittert, daß große kugelförmige Massen zurückbleiben. Wiederholt wurde gegen Süden eine starke Verwerfung überschritten, welche hier den Granit gegen Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden begrenzt. Diese Verwerfung, welche beim Schützenhause an Querverwerfungen entlang dem Oostale beginnt, verläuft zuerst in nordöstlicher Richtung und biegt dann am Südrande des Battert in die rein östliche Richtung um. Der Granit reicht bis dicht an das Schloß Hohenbaden heran.

Nach einem kurzen Frühstück im alten Schlosse wurde zum Battert aufgestiegen. Gleich hinter der Burg beginnen die Felsen der Arkosen und Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden, welche bis zur Spitze des Battert emporreichen und den hohen landschaftlichen Reiz dieses Berges bedingen. Das harte verkieselte Gestein der Porphyrkonglomerate, dessen Grundmasse wesentlich Granitschutt bildet, in dem in großer Menge kleine und bis kopfgroße Gerölle und Lapilli von rotem Porphyr stecken, ist flach gelagert, deutlich geschichtet und nach mehreren Richtungen von Klüften durchzogen. Besonders bezeichnend ist eine Nordwest-Südostrichtung, genauer N. 60° W., nach welcher die Felsen in ihrer Längsrichtung verlaufen und kulissenartig am ganzen Südrand des Batterts vorspringen, überall nach dem Merkurberge gerichtet. Dabei ist das Gestein auch quer in nordöstlicher und nördlicher Richtung (genauer N. 45—60° O. und N. 20—30° O.) zerspalten, und da die Klüfte meist steil oder ganz senkrecht einfallen, so gewinnen die Felsen das Ansehen von alten Mauern und Türmen und geben bei einer Höhe bis zu 90 m ein reizvolles Bild. Dabei ist von der Höhe des Batterts, besonders vom Brückenfelsen, eine prächtige Aussicht auf die Stadt Baden und das schöne Oostal geboten, und ließ sich, der allgemeinen Schilderung (S. 489) entsprechend, der geologische Aufbau der Gegend gut erläutern. Namentlich tritt im Süden der Hochschwarzwald mit seinem durch die Abrasionsfläche deutlich abgegrenzten Granitkern und den aufgesetzten Buntsandsteinbergen der Badener Höhe (1004 m) und der Hornisgrinde (1166 m) stark hervor. Davor breitet sich die Badener Mulde aus; im Westen zeigen sich in dieser noch die rebbedeckten Hügel des Steinkohlengebirges der Gegend von Varnhalt und Umweg, im Süden ragt, durch Verwerfungen

begrenzt, die breite Pinitporphyrmasse des Iberst, des Korbmattenkopfes und der Yburg empor, im Oostalgebiet lagern die hier meist weichen und von zahlreichen Seitentälern durchschnittenen Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden, und im Osten dominieren die diesen aufgesetzten Buntsandsteinberge des Merkurs und des kleinen Staufenberges. Vor dem Battert erkennt der nach unten gerichtete Blick aber deutlich die tiefe Absenkung, die durch die am Südrand der Felsen entlangziehende Battertverwerfung bewirkt worden ist. Man kann das Umbiegen dieser Verwerfung nach dem granitenen Friesenberge verfolgen, und sieht dahinter den Fremersberg, der aus Buntsandstein aufgebaut ist und dessen Schichten sich ungefähr im Maße der Gehängeneigung nach Nordwesten einsenken. Noch weiter draußen aber dehnt sich die breite Rheinebene aus, aus der stellenweise silbern das Band des Rheinstromes herauf glänzt. In der Ferne begrenzen die Berge der Vogesen den Blick.

Beim Abstieg durch die Felsen wurde der Bildung derselben und der Blockanhäufungen, den Felsenmeeren, sowie den umgestürzten Felsen noch weitere Beachtung geschenkt, auf dem Wege nach Ebersteinburg die staffelförmige Absenkung der Felszone gegen Süden festgestellt.

Nach dem Mittagessen in der Krone in Ebersteinburg wurde der Merkur besucht. Dicht beim Dorfe Ebersteinburg lagern sich den Porphyrkonglomeraten die oberen roten Schiefertone des Oberrotliegenden auf und sind im Hohlwege der Straße, von schwachen Verwerfungen durchsetzt, deutlich zu sehen. Darunter treten an der Engels- und Teufelskanzel nochmals die Felsen der hier bedeutend verschwächten Felszone vom Battert (PC 3) hervor, denen sich am Merkur wieder die Schiefertone, 50—70 m mächtig, aufsetzen. Darüber folgen die oberen Arkosen des Oberrotliegenden (PC 4), die fast nur aus wiederverfestigtem Granitschutt bestehen und nur wenig Porphyrgerölle enthalten. Der Porphyr der Gerölle ist hier wie am Battert in der Felszone (PC 3) und in den tieferen, wenig verfestigten Konglomeraten (PC 2) fast ausschließlich der rote, dichte und Quarz- und Feldspatkryställchen führende Porphyr, wie er bei Gallenbach und in einem Durchbruch durch Granit beim Waldsee bei Baden vorkommt, aber nicht der Pinitporphyr, der als Gerölle in den Konglomeraten nur sehr selten in den tiefsten Schichten gefunden wird.

Diesen oberen Arkosen des Oberrotliegenden ist am Merkur der feinkörnige weiße bis violettrote und oft getigerte

Sandstein des unteren Buntsandsteins (su der Profile) ohne Schiefertonzwischenlage und ohne Diskordanz völlig gleichförmig aufgelagert. Er ist in einem großen Steinbruche gut aufgeschlossen und führt hier häufig noch in Lagen und Knollen gelblichen krystallinischen Dolomit. Auch die diagonale Schichtung ist oft deutlich zu sehen.

Da vom Zechstein jede Spur fehlt, so wird häufig angenommen, daß die oberen Arkosen des Oberrotliegenden oder ein größerer Teil desselben den Zechstein vertreten, zumal an der Basis dieser oberen Arkosen manchmal eine Diskordanz in der Schichtenlagerung nachzuweisen ist, auch bei Baden-Baden. Dem muß jedoch entgegengehalten werden, daß in der Rheinpfalz und bei Heidelberg, wo gegen Südwesten die letzten schwachen Bänke des oberen Zechsteins entwickelt sind, entsprechende obere Arkosen und Konglomerate des Oberrotliegenden ebenfalls vorkommen, und darunter erst die roten Schiefertone, und daß im nördlichen Spessart sowohl, wie bei Burgrub unfern Kronach in Oberfranken, solche, von roten Schiefertonen unterlagerte Arkosen, Sandsteine und Konglomerate des obersten Oberrotliegenden auftreten, welche von unterem Zechstein, im Spessart auch von Kupferschiefer, überlagert werden. Man darf diese oberen Konglomerate, zu denen im Spessart und in Norddeutschland auch das pflanzenführende Weißliegende oder Zechsteinkonglomerat gehört, im Schwarzwald nicht ohne weiteres als Vertreter des Zechsteins betrachten; ebensowenig wie die im Oberrotliegenden und auch noch im unteren Buntsandstein des Schwarzwaldes vorkommenden Bänke und Knollen von körnigem Dolomit, der niemals Versteinerungen einschließt, als Vertreter des Zechsteins oder direkt als Zechstein angesprochen werden können. Wenn man sorgfältig die Bildungen im Schwarzwald mit denen im Spessart, in Oberfranken und in der Rheinpfalz vergleicht, so findet man, daß zwischen Oberrotliegendem und unterem Buntsandstein in allen diesen Gebieten regelmäßige Lagerung herrscht, daß im Norden die Zechsteinformation, gegenüber Norddeutschland bereits außerordentlich verschwächt, noch mit allen Abteilungen vorhanden ist, im Süden, im Schwarzwald, bei völlig konkordanter Auflagerung des unteren Buntsandsteins auf dem Oberrotliegenden aber jede Spur der Zechsteinformation fehlt. Die körnige Dolomite im Oberrotliegenden des Schwarzwaldes kommen im Oberrotliegenden der Rheinpfalz, bei Heidelberg, im Spessart (unter dem unteren Zechstein) ganz ebenso vor wie im Schwarzwald.

Die obersten Konglomerate des Oberrotliegenden findet man in meist schwachen Schichten auf dem Grundgebirge des Hochschwarzwaldes unter dem unteren Buntsandstein nicht selten, auch da, wo Mulden mit jüngerem Steinkohlengebirge oder Unterrotliegendem fehlen. Die Transgression des Buntsandsteins mit der Bildung der Abrasionsfläche auf dem Grundgebirge fällt also noch in die letzte Bildungsphase des Oberrotliegenden, in die obersten Arkosen und Konglomerate, welche bei Baden-Baden und in der Rheinpfalz stellenweise deutlich diskordant auf den älteren Bildungen auflagern. Sie beginnt im Hochschwarzwald mit dem Ende der Aufrichtung und Zusammenschiebung der Bildungen des Carbons und des Rotliegenden im Badener und im Pfälzisch-Saarbrückener Muldengebiet. Man kann aber nicht sagen, daß nicht vorher schon eine Abtragung stattgefunden hätte. Im Gegenteil, die Abtragung des Grundgebirges hat schon in der Steinkohlenzeit begonnen, und wo dieses vorhanden ist, finden wir darunter eine ältere Abtragungsfläche (vgl. die Profile in Fig. 1 u. 2). Es ist auch ganz zweifellos, daß das jüngere Steinkohlengebirge auf dem Grundgebirge einst viel weiter gereicht hat als jetzt, daß es vielleicht den ganzen nördlichen Schwarzwald überdeckt hat. Aber durch die Lagerungsstörungen zur Zeit des Rotliegenden sind Mulden entstanden, meist in Südwest— Nordostrichtung verlaufend, in denen es ebenso wie das Unterrotliegende erhalten gebieben ist, während beide auf den gleichgerichteten, meist viel breiteren Sätteln wieder zerstört wurden. Als diese Lagerungsstörungen gegen das Ende der Bildung des Oberrotliegenden aufhörten, wurde die Abtragung auf der ganzen nun ruhig liegenden Fläche des Grundgebirges gleichmäßig, und es bildete sich eine neue ausgedehnte Abtragungsfläche, die sich auch über die vorgebildeten, von Carbon und Rotliegendem erfüllten Mulden hinüber erstreckte. Auf die nun abgelagerten schwachen Schichten von Oberrotliegendem, dem Horizont der obersten Porphyrkonglomerate, PC 4, breitete sich dann gleichmäßig der Buntsandstein aus.

Auch das ältere Steinkohlengebirge der Saarbrückener Schichten, welches bei Berghaupten-Diersburg im mittleren Schwarzwald steil zwischen Gneiß und Granit eingeklemmt vorkommt, war einst im Schwarzwald als Decke auf dem Grundgebirge in größerer Ausdehnung abgelagert und dürfte jetzt noch in manchen südwest-nordöstlich streichenden Zonen unter überschobenem Grundgebirge vorhanden sein, auch da, wo sich an der Oberfläche keine Spur davon zeigt; möglicherweise liegt es auch in der Badener Mulde. Ferner dürfte

das Mittelcarbon, der Kohlenkalk, in Süddeutschland einst in größerer Verbreitung zur Entwicklung gelangt sein, wie aus dem Vorkommen im Oberelsaß und im Untergrund von Nürnberg geschlossen werden kann.

In welcher Weise die Abtragung des Grundgebirges von der Zeit der Bildung des Steinkohlengebirges an bis zur Buntsandsteinzeit stattgefunden hat, ob nur durch fließendes Wasser, ob auch unter der Mitwirkung von Gletschern oder von Wind — es kommen im Oberrotliegenden bei Baden-Baden auch Quarze mit Dreikanterflächen vor —, oder auch durch wellenförmig bewegtes Wasser, das läßt sich nur sehr schwer bestimmt angeben. Moränenartige Massen mit gekritzten Geschieben sind bei Baden-Baden im Oberrotliegenden nicht gefunden worden.

Bemerkenswert ist, daß in den obersten Schichten des Oberrotliegenden im Schwarzwald bereits Gerölle von quarzitischen Sandsteinen vorkommen, die nicht aus dem Schwarzwald, sondern von weiter her stammen, die sich auch im Zechsteinkonglomerat des Spessarts zeigen und im Buntsandstein in sehr großer Zahl auftreten, in den älteren Schichten des Rotliegenden aber zu fehlen scheinen, dagegen im älteren Carbon des mittleren Schwarzwaldes, bei Berghaupten, bereits zu finden sind.

Von dem Steinbruch im unteren Buntsandstein am nördlichen Gehänge des Merkurs bewegte sich die Exkursion an die Westseite des Berges, wo die neuerbaute Merkurbahn einen Aufschluß durch zahlreiche Schichten bietet. Oben auf der Spitze des Berges stehen die Kugelsandsteine an, welche sonst normal dicht unter dem geröllreichen Hauptkonglomerat des Buntsandsteins zu finden sind. Darunter bieten sich im roten, oft verkieselten Hauptbuntsandstein zunächst wenige gute Entblößungen. Auch der aus weichen roten und violetten, grobkörnigen, geröllführenden Sandsteinen bestehende untere Geröllhorizont ist wenig aufgeschlossen. Erst der Einschnitt und Steinbruch im unteren Buntsandstein bieten wieder einen guten Einblick in den Gebirgsaufbau. Die Grenze der Sandsteine gegen die oberen Arkosen des Oberrotliegenden (PC 4) war nach der Fertigstellung der Bahn jedoch bereits wieder verdeckt. Dagegen waren die oberen Schiefertone und die Arkosen und Porphyrkonglomerate (PC 3) im Horizont der Felsen am Battert, hier, entfernter von den Verwerfungen, jedoch nicht mehr verkieselt und ohne Felsbildung, sehr gut zu sehen. Am Fuße des Merkurberges lagert sich Lößlehm an.

Mit der elektrischen Straßenbahn wurde dann die Strecke vom Merkurwald bis Lichtental zurückgelegt und dort am Nachmittag noch die Steinbrüche im Pinitporphyr am Leißberg besichtigt. Drei große Steinbrüche schließen das Gestein auf. Darin fällt zunächst die plattenförmige Absonderung oder Bankung des weißen bis hellrötlichen Porphyrs auf, die bei genauer Besichtigung mit einer Bänderung und manchmal deutlich erkennbaren Fluidalstruktur zusammenfällt. Dieselbe ist stark gegen Norden und Nordosten geneigt. Außerdem ist das Gestein von steil einfallenden Spalten durchzogen, die meist parallel dem Rheintalrand, in Nordnordost-Richtung, verlaufen; darauf kommen einige Mineralien, besonders Kalkspat, Braunspat und Apatit in Krystallen und Uranocker in erdiger Form als Anflug vor. Auf das Uranvorkommen im Pinitporphyr wird der Radiumgehalt des Badener Thermalwassers zurückgeführt. Die Wärme des Wassers aber könnte noch mit einer gewissen Tätigkeit des alten Porphyrvulkans in der Tiefe in Zusammenhang stehen.

Das Gestein des Pinitporphyrs ist gleichmäßig körnig und besteht aus einer weißen bis hellviolettroten feinkrystallinischen Grundmasse, in der viele Kryställchen von Feldspat und Quarz und scharfumrandete Säulchen von grünlichem oder rotbraun zersetztem Pinit enthalten sind. Es bricht in großen Platten und Quadern, ist fest, tragfähig und wetterbeständig, dabei mit dem Meißel leicht zu bearbeiten, so daß es für Baden-Baden einen geschätzten Baustein bildet.

Besonderes Interesse boten die in diesen Steinbrüchen vorkommenden Lettengänge, Klüfte, die in einer Breite von wenigen Millimetern bis zu 2 Metern mit einem dunkelviolettroten, festen, ungeschichteten Ton ausgefüllt sind, in dem viele Brocken von Pinitporphyr schwimmen. Da die Plattenabsonderung des Porphyrs durch diese Lettenausfüllung nicht hindurchsetzt, ist erstere älter als letztere. Diese aber ist entstanden, als in einer Zwischenzeit der Porphyrbildung sich über den unteren Porphyrdecken rote Schiefertone ablagerten, die bei den Höllenhäusern in der Geroldsau über dem Porphyr deutlich zu sehen sind.

Der Abend vereinigte die meisten Exkursionsteilnehmer im Kurgarten.

II. Tag. Dienstag, den 5. August. Die Teilnehmer versammelten sich am Bahnhof. Zuerst wurde beim Schützenhaus die Anlagerung der alten gneisartigen Schiefer und Hornfelse an den Granit besichtigt und dann nach einer kurzen

Unterbrechung der Aufschlüsse die zahlreichen alten Steinbrüche in der Balzenbergstraße, in denen die verkieselten harten Bänke der Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden (PC 3) zur Gewinnung von Straßenschotter ausgebeutet wurden. Die Bänke dieser Konglomerate, welche zuweilen recht große Porphyrgerölle enthalten, sind hier mit 20 bis 35° gegen Nordwesten geneigt und teils in nordnordöstlicher, teils in mehr westöstlicher Richtung zerklüftet. Dabei ist besonders bemerkenswert, daß hier wie an vielen Orten der Umgegend von Baden, auch im Gebiet des Pinitporphyrs und des Hauptgranites, die annähernd westöstlich streichenden und steil einfallenden Kluftflächen parallele Schrammen zeigen, welche regelmäßig mit 10—20° gegen Osten ansteigen, also auf ganz gleichartige Bewegungsvorgänge hinweisen, die wahrscheinlich durch starke Erdbeben veranlaßt worden sind. Diesen Klüften entsprechend kommen auch Quarzgänge vor, welche die Konglomerate quer durchsetzen und von schwarzbraunen Manganoxydausscheidungen begleitet sind. Da in der Nähe, im Dollenbachtälchen, auch noch kalte Quellen entspringen, deren Wasser stark radioaktiv ist, so sind wahrscheinlich in früherer Zeit auch hier Thermalwasser ausgetreten.

In dem alten Steinbruch bei der neuen, im italienischen Stile erbauten Kirche stehen die oberen Arkosen des Oberrotliegenden (PC 4) an und darunter am Balzenberggehänge die ebenfalls stark ausgebleichten oberen Schiefertone. Durch das Dollenbachtälchen setzt eine schwache Verwerfung, die weiter nordöstlich an Sprunghöhe außerordentlich gewinnt.

Es wurden nun die Steinbrüche im Buntsandstein des Hardberges besichtigt, welche den Hauptbuntsandstein aufschließen. Die Schichten fallen mit 10—30° gegen Nordwesten ein, und zwar um so steiler, je näher sie der Hauptrheintalspalte an der Westseite des Hardberges liegen. Dieselbe verläuft von Vormberg über Jagdhaus nach Balg. Nahe dieser großen Verwerfung, welche den Buntsandstein neben Tertiär bringt, ist der sonst rote Buntsandstein vollständig ausgebleicht, weiß oder durch schwache Brauneisenerzausscheidung gelbbraun geworden. Mit der Entfernung von der Verwerfung nimmt die Ausbleichung unregelmäßig ab. In dem östlichen großen Steinbruch ist der Sandstein bis auf Streifen an Klüften noch rot. Er zeigt hier in den einzelnen Bänken zuweilen diagonale Schichtung, die Bänke selbst sind mit Zwischenlagen von roten Schiefertonen aber so regelmäßig geschichtet, daß vollständige Windbildung für den Buntsandstein hier nicht angenommen werden kann, höchstens eine

schwache Umlagerung in den einzelnen Bänken. Von da wurde zum Hardberg aufgestiegen, dessen Kuppe von den harten geröllreichen und verkieselten Bänken des Hauptkonglomerates gebildet wird.

Über die von Lößlehm bedeckten Flächen bei Kellers Bild bewegte sich die Exkursion nach den Ochsenmatten und in das Ebersbachtal, woselbst der obere Buntsandstein in zahlreichen Steinbrüchen ausgebeutet wird. Einer der ersten Steinbrüche zeigt die roten, tonigen, feinkörnigen Sandsteine im Wechsel mit roten Schiefertonen, und dazwischen auch die über 1 m mächtige dunkelviolettrote löcherige Carneolbank, in der diesmal kein Carneol gefunden werden konnte.

Zu den Ochsenmatten zurückkehrend, wurde weiter östlich eine nordöstlich streichende Verwerfung überschritten, hinter der in einem großen alten Steinbruch der obere Muschelkalk mit gegen Nordwesten geneigten Bänken gut aufgeschlossen zu sehen ist. Dichte graue Kalksteinbänke wechseln mit krystallinischen Lumachellen, die voll von Muschelschalen, besonders von *Terebratula vulgaris*, *Gervillia socialis*, *Lima striata* u. a. stecken. Oft sind die Terebratelschalen verkieselt. Es wurden auch noch zahlreiche Versteinerungen gesammelt, besonders außer den genannten *Pecten discites* und *laevigatus*, *Myophoria vulgaris*, *Corbula*, *Nucula*, *Ceratites nodosus*, *Ostreen* u. a. m.

Der Muschelkalk ist hier in einer dreieckig umgrenzten Scholle zwischen Buntsandstein im Nordwesten und Oberrotliegendem im Süden eingesunken, und gegen Ebersteinburg zu grenzt er ganz nahe an die metamorphen Schiefer des Badener Grundgebirgsrückens, von denen er durch eine große Verwerfung getrennt ist. Diesen Schiefern wurde dann noch ein kurzer Besuch abgestattet, und besonders ein neu angelegter Steinbruch in der Schindelbachklamm besichtigt, woselbst Knotenschiefer mit körnigem Kalk aufgeschlossen sind. Auch ein großer alter Steinbruch in den untersten sandsteinartigen Arkosen des Oberrotliegenden (PC 1) wurde besichtigt.

Auf dem Wege nach Haueneberstein wurden am Wolfartsberg die Bruchstücke von Muschelkalk aus einer zweiten Muschelkalkscholle festgestellt und dann näher gegen die genannte Ortschaft auf dem über den Buntsandstein ausgebreiteten Lößlehm unter der Führung des Herrn Architekten und Stadtrats ANTON KLEIN von Baden, der an beiden Tagen die Exkursion begleitete und häufig archäologische Erläuterungen gab, die von ihm ausgegrabenen Grundmauern eines römischen Hauses mit Hofeinfassung besichtigt.

Beim Abstieg nach Haueneberstein bot sich noch ein gutes Diluvialprofil. Unter dem jüngeren Löß und Lößlehm traten zuerst weiße Sande mit ausgebleichten Buntsandsteingeröllen zutage, welche meist dem Oberpliocän zugerechnet werden, aber auch noch zum älteren Diluvium gehören könnten. Tiefer unten zeigte eine Grube grobes Geröll von rotem, nicht ausgebleichtem Buntsandstein, das als Hochterrasse anzusprechen ist, den weißen Sanden auflagert und von älterem und jüngerem Löß und Lößlehm überlagert wird.

Nach dem Mittagessen im Schwan in Haueneberstein wurde auf dem Wege nach Baden zuerst die 1½ bis 2 Kilometer breite Terrasse vor dem Gebirge erläutert. In der Tiefe liegt das Oligocän-Tertiär, dem sich zunächst die weißen altdiluvialen oder auch noch pliocänen Sande mit ausgebleichten Geröllmassen von Buntsandstein auflagern. Dieselben ragen bis über 40 m über die Rheintalfläche empor und werden in großer Ausdehnung von älterem Lößlehm mit zwischengelagertem älteren Löß und aufgelagertem jüngeren Löß überdeckt. Die weißen Sande, welche häufig Lagen von weißem und grauem feuerfesten Ton, die sog. Balger Weißerde, einschließen, wurden später, aber vor der Lößzeit, stark erodiert, und in den Talmulden wurden Geröllmassen mit rotem, nicht ausgebleichtem Buntsandstein abgelagert, die da, wo sie unter dem älteren Löß vorkommen, allgemein der Hochterrasse zugezählt werden. Das Hügelland von älterem Diluvium wird gegen das Rheintal zu von einem Steilrande begrenzt, an den sich zunächst eine oft sumpfige und von Torflagern erfüllte Niederung anschließt, durch welche einst die Kinzig geflossen ist, wahrscheinlich auch längere Zeit die Schutter, Elz und Dreisam und bei Hochwasser des Rheins oft auch Rheinwasser. Diese Niederung mit dem großen alten Flußlauf der Schwarzwaldgewässer beginnt bei Bühl unterhalb Offenburg, setzt sich in dem Hochgestade der Rheinebene am Gebirgsrande über Rastatt, Malsch, Karlsruhe—Durlach, Bruchsal und Langenbrücken ins Tal des Kraichbaches fort und mündet erst bei Hockenheim in die heutige Rheinniederung aus. Später sind die Schwarzwaldflüsse mit dem Vorrücken ihrer breiten Schuttkegel durch das sandig-kiesige Hochgestade durchgebrochen und fließen nun auf kürzerem Wege in die Rheinniederung und in den Rheinstrom. Die ½ bis über 2 Kilometer breite Niederung entlang dem Gebirgsrande aber blieb bestehen und füllte sich unter dem Einfluß der aus dem Gebirge austretenden Grundwasser mit Torfmooren. Zu den Zeiten der Römer war ein großer Fluß wohl nicht

mehr vorhanden, aber stellenweise, wie bei Ettlingen und Karlsruhe, große Wasseranstauungen, so daß darauf Schiffahrt betrieben werden konnte.

Von Aufschlüssen wurde zunächst die Grube von weißen Sanden und tonigen Weißerden am Schröderberg besichtigt. Unten liegen hier in großer Mächtigkeit die weißen Sande, nach oben mit Geröllagen von ausgebleichtem Buntsandstein. Darüber zeigt sich eine Erosionsfläche, welcher rotes, nicht ausgebleichtes Oosgeröll auflagert, das der Hochterrasse entspricht und große Mengen von Granitgeröllen enthält. Über diesem Geröll lagert älterer Lößlehm und älterer Löß und darüber jüngerer Löß.

Die Ziegelerdegruben von KARL ROTH auf der Höhe gegen Baden bieten zuunterst wieder die weißen Sande und Balger Weißerden, vergesellschaftet mit ausgebleichten Geröllagen und oft reich an Granitgrus. Darüber zeigt sich wieder die Erosionsfläche, der nun bei der höheren Lage gegenüber dem Schröderberg kein Oosgeröll, sondern einzelne große rote Buntsandsteinblöcke, die offenbar vom Hardberge gekommen sind, als Vertreter der Hochterrasse auflagern. Darüber folgt mächtiger älterer Lößlehm und dann stellenweise in Mulden desselben jüngerer Löß.

Den besten Aufschluß boten die großen Ziegelerdegruben der Ooser Ziegelwerke vorm. KARL VETTER und die Grube von PETER. In der unteren Grube ist der graue und braungraue mergelige Tertiärton in großer Mächtigkeit entblößt. Die wahrscheinlich dem Cyrenenmergel zugehörigen, aber fossilleeren Schichten sind flach gegen Nordwesten geneigt und von schwachen, nordöstlich parallel zur Hauptspalte verlaufenden Verwerfungen durchzogen. Und die obersten 3 bis 4 m dieser Schichten sind nach oben in zunehmendem Maße gestaucht, gefaltet und gegen Westen stark verschoben. Nach oben ist der Ton mit einer groben Geröllmasse verbunden, die aus roten und ausgebleichten Blöcken und Geschieben von Buntsandstein, Granit, Porphyr und Porphyrkonglomerat besteht und zweifellos aus dem Oostale gekommen ist. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Geröllmasse durch glaziale Kräfte zur Ablagerung gekommen ist, die auch die Stauchungen des Tertiärtones veranlaßt haben. Doch ist die Geschiebemasse später ausgewachsen und verändert worden. Sie entspricht den Buntsandsteinblockmassen auf dem Balzenberge, an den Abhängen des Merkurs, am Annaberg, im Badener Friedhofe und an der Friedrichshöhe, woselbst sie in günstigen Aufschlüssen z. T. moränenartigen Charakter gezeigt hat. Das

sind z. T. auch die Geröllmassen, die einst AGASSIZ als Moränen bezeichnet hat.

Über dieser teils schwachen, teils bis 1½ m mächtigen Geschiebemasse lagert hellgrauer bis gelblichgrauer, stark feinsandiger Ton, 4—6 m mächtig, oben mit weißen, gelben und hellroten Sanden und einer Lage von dunkelgrauem bis schwarzem Ton, in der hier auch Holzreste vorkommen. Dieser schwarze Ton entspricht nach Lagerung und Alter genau den schiefrigen Mooskohlen bei der Ziegelei Mühri unfern Steinbach, welche bereits durch SANDBERGER bekannt geworden sind, und welche Pflanzenreste (Samen von *Menyanthes trifoliata*) und Käferreste (*Donacien*) enthalten. Und die ganze Schichtenfolge entspricht den gleichartigen Schichten bei Hösbach im Spessart, wo sich besonders reichlich Pflanzen- und Käferreste gefunden haben, entspricht den Freinsheimer Schichten mit roten Tonen und Mooskohlen in der Rheinpfalz, welche über den weißen Klebsanden auftreten, den Mooskohlen und Tonen von Sufflenheim im Elsaß und von Jockgrimm in der Rheinpfalz, welche letztere bereits dem rheinischen Diluvium angehören und auch viele Säugetierreste, darunter als besonders bezeichnend *Elephas antiquus* und *Rhinoceros etruscus*, ergeben haben. Sie sind nahezu gleichalterig mit den conchylienreichen Sanden von Hangenbieten im Elsaß, von Moosbach bei Wiesbaden und von Mauer bei Heidelberg, woselbst darin der *Homo Heidelbergensis* gefunden wurde. Diese Schichten gehören zweifellos zum älteren Diluvium; sie sind die charakteristische Schichtenfolge desselben. Dagegen sind die weißen Sande auf der Höhe bei Balg und am Schröderberg, die wir vorher besichtigt hatten, die bis 20 m höher aufragen und die genau den unter den Freinsheimer Schichten der Rheinpfalz lagernden weißen Klebsanden entsprechen, etwas älter. Ob sie noch zum Diluvium oder bereits zum Oberpliocän gehören, läßt sich bei Baden nicht entscheiden. Man kann annehmen, daß bei Oos in der genannten Ziegelerdegrube die weißen Sande vorhanden waren, später abgewaschen wurden, und daß sich in der gebildeten Talmulde dann etwas jüngere Schichten, eben die genannten altdiluvialen der Stufe des *Elephas antiquus*, ablagerten. Doch liegen zweifellos manchmal auch facielle Verschiedenheiten in der Ausbildung der Sande und Tone vor. Die rein weißen Sande stammen meist aus Buntsandsteingebieten, die etwas abweichend beschaffenen, wie sie bei Oos vorkommen, aus dem Talgebiet der Oos, also aus Granit- und Rotliegendemgebiet. Kartistisch lassen sich diese Bildungen

trotz zweifelloser Altersverschiedenheit nur sehr schwierig abgrenzen.

Daß die genannten Schichten in der PETERschen Ziegelerdegrube dem älteren Diluvium angehören, geht auch daraus hervor, daß darüber eine rote Geröllmasse von Oosmaterial (viel Granit, Porphyr, Porphyrkonglomerate und Buntsandstein) lagert, welche 1—2 m mächtig ist und als Hochterrasse angesprochen werden muß; denn darüber lagert dann der ältere Lößlehm, älterer Löß mit großen Konkretionen, wieder älterer Lößlehm, dann mit scharfer Abgrenzung der jüngere Löß und oben noch jüngerer Lößlehm. Die Ziegelerdegruben von VETTER und PETER bei Oos bieten also von der Unterlage an ein vollständiges Profil des älteren und mittleren Diluviums.

Die Ergänzung hierzu zeigt sich in einer Lehmgrube dicht beim Dorfe Oos, welche nachher besucht wurde. Man sieht darin zu unterst noch die granitreichen roten Schotter und Kiese der Hochterrasse des Oostales, darüber liegt etwas roter Sand und dann 4—5 m mächtiger älterer Lößlehm, dem auf der Ostseite der Grube auch älterer Löß mit großen Konkretionen eingeschaltet ist. Darüber lagert dann aber nicht direkt jüngerer Löß, sondern ein 3—3,5 m mächtiger roter Schotter des Oostales, der die Mittelterrasse repräsentiert. Unmittelbar darüber befindet sich der jüngere Löß, der unten sandig ausgebildet ist und noch eine Mächtigkeit von 4—6 m erreicht. Am Gehänge lagert, in der Grube scharf abgegrenzt, kartistisch im Gelände aber kaum abgrenzbar, abgeschwemmter oder dejektiver Löß.

In dem Dorfe Oos endet die Terrasse des älteren Diluviums gegen Westen; draußen in der Ebene, hinter der Niederung des alten Kinzigflusses, liegt das Hochgestade mit rheinischen Sanden und Kiesen, und gegen Rastatt zu noch mit hohen Dünensandhügeln, aber ohne Lößbedeckung. Wir bezeichnen dieses Hochgestade als Niederterrasse. Es ist aber wahrscheinlich, daß darin auch noch Hoch- und Mittelterrasse enthalten sind und bis an die Oberfläche reichen. Aber bei der Gleichartigkeit der Gesteinsbeschaffenheit läßt sich nicht einmal im Profil zwischen diesen Bildungen eine Grenze ziehen; sie müssen kartistisch zusammengefaßt werden. Durch die Bohrungen für das neue Grundwasserwerk der Stadt Baden ist erwiesen, daß etwa 30 m unter der Oberfläche, unter den roten Sanden und Kiesen, die weißen Sande der Balger Stufe folgen, die noch weitere 30 m tief erbohrt worden sind. Das Tertiär lagert dagegen in der Rheinebene sehr viel tiefer als am Gebirgsrande. Bei der im Jahre 1856 vorgenommenen

Bohrung beim Bahnhof Oos wurden die weißen Sande bei 22,5 m, die Tertiärtone bei 48 m unter der Oberfläche erreicht. Wahrscheinlich liegt am Talrand zwischen Sinzheim, Oos und Haueneberstein noch eine Verwerfung, an der das Tertiär der Rheinebene noch tiefer abgesunken ist als in der Staffel zwischen Oos und dem Gebirgsrande.

Für die Besichtigung der Kies- und Sandgruben bei Sandweier reichte die Zeit nicht mehr aus. Am Abend erfolgte die Fahrt nach Freiburg i. Br.

Exkursion Kinzigtal—Elztal—Freiburg am 4. und 5. August

vom Führer Herrn SCHNARRENBERGER.

Die größere Zahl der Teilnehmer (27) traf in Haslach nach 9 Uhr ein, hatte also oberhalb Offenburg die Grenze zwischen der Rheinebene und dem Gebirge überschritten, dieselbe Linie, welche die Teilnehmer aus dem Norden stundenlang vom Odenwald über Heidelberg—Bruchsal—Karlsruhe bis Offenburg begleitet hatte, oft haarscharf ausgeprägt wie zwischen Bruchsal und Karlsruhe, manchmal in fast greifbarer Nähe. Bei Offenburg beginnt ein vermittelndes Stück, sowohl tektonisch wie petrographisch, die Vorbergzone, schmale, mit dicker Lößdecke verhüllte Schollen, die bandartig das Gebirge nun bis Basel, in gleichmäßiger Höhenlage ca. 130 m über der Ebene, begleiten. Unter dem Löß liegen Trias, Jura und älteres Tertiär.

Bei der Station Ortenberg betritt die Bahn den krystallinen Schwarzwald durch das Kinzigtal. Ein Blick auf die Übersichtskarte zeigt, daß die Talachse sich aus ziemlich geradlinigen, gelenkartigen Stücken zusammensetzt, recht gut markiert durch den dicken Strich der Bahnlinie. Es sind sehr charakteristische, im ganzen Schwarzwald immer wiederkehrende Richtungen SO—NW, N—S, O—W und SW—NO. Die erste „hercynische" erscheint in den Abschnitten Ortenberg—Gengenbach und parallel verschoben, Biberach—Haslach. Die Verschiebung geschieht längs des N—S-Stückes Gengenbach—Biberach usw. Hier im Unterlauf wird die Bedeutung dieser Dinge nicht so klar, wenngleich das kundige Auge sie auch hier schon gut erkennen kann. Sobald wir aber den Oberlauf der Flüsse mehr im Zentrum des Gebirges betreten, also die Nebenflüsse Gutach oberhalb Hornberg, die Schiltach bei Schramberg, erkennt man augenblicklich, daß die geradlinigen Seiten tektonisch bestimmt sind, in beiden genannten

Fällen gleichlaufende schmale Gräben. Besonders die „hercynische" Richtung, aber auch die andern sind im ganzen Gebiet zwischen Kinzig und Dreisam geradezu modellartig vorhanden und aufs deutlichste tektonisch. Zu den genannten Beispielen kommt noch der Katzensteig zwischen Schönwald und Furtwangen, das Bregtal von Föhrenbach nach Hammereisenbach, der mittlere Simonswald, das Steinbachtal bei St. Märgen u. v. a.

Der Schwarzwald ist aufs schärfste tektonisch gegliedert, und der Führer hatte es als Hauptaufgabe dieses Tages angesehen, die Teilnehmer mit den Elementen dieser Anschauung bekannt zu machen. Vorerst aber zu den Bausteinen des Gebirges selbst!

Wagen brachten die Exkursion talabwärts zu den großen Brüchen am Artenberg. Hier wird in ausgezeichneter Frische typischer Eruptivgneis, Schapbachgneis der Schwarzwaldgeologie, abgebaut. Der größere staatliche Bruch liefert hauptsächlich Gleisschotter für einen großen Teil des Landes; aber auch als Baustein, Eisenbahnbrücken, Flußbauten findet das Material vielfache Verwendung. Die außerordentlich gleichmäßige „stöchionome" Zusammensetzung und Korn, der Reichtum an Feldspat und der konstante, wenn auch geringe Glimmergehalt zeichnen dieses Vorkommen, das man als normalen Schapbachgneis bezeichnen kann, aus. Die Zusammensetzung ist die eines Granitits. Deutlich ist das Gestein durch den dunklen Hauptbruch, die Schieferungsebene, texturiert. Strukturell treten die Feldspate, vor allem die Plagioklase und, wo sie vorhanden ist, die Hornblende durch ihr Bestreben hervor, idiomorphe Ausbildung zu erlangen.

Im Schwarzwald lassen sich nach den wegbahnenden Untersuchungen von ADOLF SAUER im Felde bekanntlich drei wohl unterschiedene Typen zur Darstellung bringen, die nach Flüssen des mittleren Schwarzwaldes genannt sind.

Schapbachgneis und Renchgneis bilden polare Gegensätze. Die letzteren sind metamorphe alte Schiefer. Der groß angelegte chemisch-petrographische Beweis für diese Anschauung stellt den Hauptanteil der Arbeit von H. ROSENBUSCH am Schwarzwälder Grundgebirge dar.

Von akzessorischen Bestandteilen ist hier im mittleren Schwarzwald für den Schapbachgneis der Orthit (Cerepidot), in gewisser Beschränkung auch die Hornblende charakteristisch; für die Renchgneise von Mineralien der Sillimanit und Granat, von gelegentlichen konkordanten Bestandmassen Marmor, Kalksilikatfelse und kohlige Einlagerungen (Graphitoidgneise).

Kalksilikatfelse finden sich als große Seltenheit auch als allseitig umgrenzte Einschlüsse von geringer Masse im Eruptivgneis. Ein graugrüner, recht grobkörniger Einschluß dieser Art wurde von den Teilnehmern selbst am Artenberg gefunden. Am Nordende des Steinbruches sind Trümchen des auf der Spezialkarte eingetragenen Erzganges zu beobachten (grüner Flußspat, Kupferkies).

Das Kinzigtal selbst stellt sich wie alle großen Schwarzwaldtäler als Mulde dar, deren e b e n e Gesteinssohle in scharfem Winkel gegen die Gehänge stößt, die mit den konstanten Winkeln von 27—30° einen Abtragungsausgleich darstellen, oder steiler, an Prellstellen, die Erosionsböschung zeigen. Das Profil ist also das des Kastens _____/. Diese Mulde ist mit Kies ausgefüllt, der eine ebene Oberfläche besitzt. Die Auffüllung wird talabwärts mächtiger; im Mittel- und Oberlauf steht die Erosionsrinne des Flusses häufig schon in 3—4 m Tiefe im gewachsenen Fels (Simonswälder Tal z. B.), und entblößt dann durch seine Mäandrierung das charakteristische Profil weithin. Die Ausarbeitung des Profils fällt in eine Phase der Abtragung und Ausräumung, die Auffüllung in eine anschließende. Der Verfasser ist der Ansicht, daß diese Verhältnisse durch seitliche Erosion geschaffen sind, immer unter Berücksichtigung der prädestinierenden Störungen, die nicht nur vorzeichnend, sondern auch vorarbeitend zu denken sind, die aber nicht mit den heutigen Talrändern zusammenfallen müssen.

Die Talformen des höheren Gebirges sind bekanntlich wesentlich andere.

Von den Brüchen am Artenberg ging die Wagenfahrt wieder talaufwärts durch das Schwarzwaldstädtchen Haslach, das Hofstettener Tal bis zum Bresemerhof. Unterwegs wurde ein kleiner Renchgneisaufschluß bei P. 534,2 besichtigt. Bei dem genannten Hof ist die A b t r a g u n g s f l ä c h e d e s R o t l i e g e n d e n (P e n e p l a i n) erreicht. Hier wurde zunächst das Vorhandensein dieses für die geologische Auffassung des Gebirges fundamentalen Elementes demonstriert, ihre Bedeutung für Morphologie, Tektonik, Stratigraphie kurz skizziert und dann über den Schloßhof der kurze Marsch nach der Heidburg angetreten. Nacheinander wurden passiert graue und grauviolette grobe Arkosen des Unterrotliegenden, brennend rote Schiefertone und rotbraune feldspatreiche Sandsteine der oberen Stufe, und schließlich der Hauptbuntsandstein in einem kleinen Steinbruch an der Westseite der Heidburg.

Von der Höhe dieser Kuppe bot sich nun bei dem hellen Wetter eine vorzügliche Rundsicht und ein Überblick über

den mittleren Schwarzwald. Am Horizont waren zu sehen im Norden die tischebenen Hochflächen des Mooswaldes, der Hornisgrinde, die Hochfläche von Schramberg, die Simonswälder Hochfläche—Gschasikopf—Rohrhardsberg, der Kandel, der Abfall des Gebirges zur Rheinebene und der Westrand der Hühnersedelfläche mit diesem Berg selbst, dem flachen Porphyrrücken des hohen Geisberges und dem Hesseneck. Zu Füßen liegt weithin die Peneplain ausgebreitet vom Westrande der Hühnersedelfläche, unter unserm Standpunkt hindurch leise nach Osten einfallend, bis zur außerordentlich scharfen Elzlinie. Hier ist sie in 500 m Höhe jäh unterbrochen, beginnt auf der Simonswälder Hochfläche in 1150 m Höhe von neuem, wie die Übersichtskarte zeigt, und fällt dann unaufhaltsam nach Osten bis in den Schwäbischen Jura ein.

Das Elztal mit seiner schnurgeraden Talachse entspricht einer Verwerfung von der angegebenen Sprunghöhe.

Die verschiedenen Gebirgsabstufungen, die besonders am nördlichen Horizont teilweise schön treppenartig sich präsentieren, zeigen aufs schönste den geologischen Charakter des Schwarzwaldes als stark zerbrochenes Tafelland bzw. als Basis eines solchen.

Das Alter der Zerstückelung ist teils nachgewiesen permisch, vor allem aber aufs deutlichste an das Spaltensystem des Rheintales verknüpft, also hauptsächlich tertiär. Paläozoische und mesozoische Bewegungen sind in der neuesten Zeit ebenfalls erkannt worden.

Von diesem Schollenbau ist der Faltenbau des Grundgebirges getrennt zu halten. Das Faltenbild ergibt sich aus den Profilen unter den Blättern Haslach und Elzach. Außer dieser stetigen Verbiegung sind gerade im Gebiete der Elz horizontale Bewegungen (Überschiebungen) sowohl im kleinen wie großen Ausmaß erkannt worden. Doch sind die Untersuchungen noch nicht so weit gediehen, daß sie jetzt schon gezeigt werden können.

Alle tektonischen Beobachtungen und Überlegungen zeigen das Grundgebirge im Schwarzwald als Gebirgsrumpf, vergleichbar einem horizontal abgesägten Baumstumpf. Die Nichtberücksichtigung dieser Tatsache hat bis in die allerneuste Zeit zu ganz falschen Deutungen der Struktur und zur Verkennung der intensiven Faltenwirkung geführt.

Die Profile geben das Bild nur als schematischen Ausgleich und in großen Zügen; die Verfaltung und Verstauchung der einzelnen Elemente ist, besonders bei Renchgneis, unglaublich kompliziert und verworren.

Die späteren Exkursionen werden gute Beispiele hierfür bringen.

Von der Heidburg aus gings auf der Buntsandsteinfläche nach dem kleinen Schwarzwaldwirtshaus (Biereck), wo ein kleiner frugaler Imbiß die Teilnehmer stärkte und der durch Güte und Billigkeit ausgezeichnet war.

Die Wagen brachten nun die Exkursion auf der alten Haslach—Elzacher Straße ins Elztal. Zuerst führte der Weg noch durch Buntsandstein und Rotliegendes, deutlich erkennbar am rundblockigen, groben Straßenschotter (Arkosen und Sandstein), später dann auf dem weicheren Gneismaterial. Vom Schönwasen aus bot sich ein freier Überblick über den Syenitzug, der in gerader Erstreckung von Elzach bis Hausach und Wolfach in mehreren Reihen runder Kuppen von Südwest nach Nordost zieht. Er ist als Gesamtheit deutlich gegen die Hühnersedeltafel abgesetzt und entspricht wohl einer selbständigen Scholle.

Die vorgerückte Zeit hat leider nicht erlaubt, den Abstecher ins untere Biederbachtal zu machen, wo ausgezeichnet reichlich orthitführender Schapbachgneis in einem kleinen Bruch als Straßenmaterial gewonnen wird. Die Wagen brachten die Teilnehmer direkt nach Oberwinden.

Der große Schapbachgneisbruch im Dorfe ist nur in kleinem Betrieb und zeigt etwa denselben Typ wie der Artenberg.

Auf der linken Seite der Elz stoßen die Schuttmassen der Seitenbäche von der 1000—1100 m hohen Firstlinie der Simonswälder Berge in mächtigen Schuttkegeln gegen die Elz vor. Teils sind diese Schuttmassen älter als der Lößlehm, teils liegen sie darauf. Diese enge Verbindung mit dem Lehm erzeugt stellenweise eine etwas abnorme, aber sekundäre Packung der Massen, die vielfach, besonders in der Zeit der Hochflut erratischer Vorstellungen um die Wende des Jahrhunderts, zur Deutung als Moränen geführt haben.

Am Ausgang des Simonswälder Tales nördlich Bleibach sind in der großen Ziegelei alte mürbe Schotter auf größere Entfernung mit horizontaler Oberfläche erschlossen. Diese Terrasse trägt eine Auflage von älterem Lößlehm mit aufgeschweißtem jüngerem. Die Mächtigkeit dieses Komplexes nimmt nach dem Gehänge etwas zu, auf 5 m ca. Dort schiebt sich eine blaue bis schwarze, humöse Mergellage ein voll weißer Schalen von Süßwasser- und Landschnecken. Diese diluvialen dunklen Mergel und Tone sind am Schwarzwald-

rande weit verbreitet[1]) (Merzhausen, Wolfenweiler, Rümmingen), haben bis jetzt aber noch keine typischen Säugetierreste geliefert um eine Einreihung in das glaziale Schema zu ermöglichen. So bleibt für die Altersbestimmung der Tone und Schotter nur der oben genannte stratigraphische Verband. Danach liegt Hochterrasse vor. Das Material stammt aus dem Einzugsgebiet der Gutach. Buntsandstein ist spärlich vertreten. (Steinberg bei Waldau.)

Von der Tongrube aus wurde der neue Aufschluß in typischen, sehr frischen Renchgneisen besucht, der an einer neuen Waldstraße etwa bei dem † 125 m nördlich P. 382,8 am Westabhang des Hörnliberges liegt.

Der ganze polare Gegensatz dieser Gesteine zu denen von Artenberg tritt hier aufs schärfste hervor. Die Lagentextur „Schichtung", die einem raschen Wechsel unterliegt, das starke Überwiegen des feinschuppigen Glimmers, in dem die Quarz- und Feldspataugen eingebettet liegen, sind das Auffallendste. Die letztere Ausbildung nähert diesen Renchgneistyp schon etwas den Kinzigitgneisen, die dann ausgesprochener weiter im Osten, im Eschenbachgraben, auftreten. In manchem der geschlagenen Handstücke wird wohl auch nachträglich noch ein violettrotes Granatkorn entdeckt worden sein.

Zahlreiche grobe Pegmatitgänge scheinen den Weg zu weisen für das Verständnis der kinzigischen Ausbildung dieser Sedimentgneise, die gern in der Nähe von Schapbachgneisen und Graniten auftritt. Frische Renchgneise sind im Schwarzwald recht selten. Die Verwitterungsdecke ist oft 10 m und darüber dick.

Der hochgelegene Standpunkt gewährte zum Schluß noch einen guten Überblick über die Morphologie des ausgehenden Simonswälder Tales (Gutach), wo der rasch fließende, wasserreiche Gebirgsbach abwechselnd in langen Prellstellen die Talflanken streift oder von den seitlichen Schuttmassen abgetrieben wird. Das Resultat ist dann das oben gezeichnete Talprofil.

Über die kiesige Niederterrasse, das Raufeld, wurde der Bahnhof Bleibach erreicht.

---

[1]) Die Untersuchung ist durch Peter Stark begonnen. Beiträge z. Kenntnis d. eiszeitl. Flora u. Fauna Badens. Berichte nat. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XIX, S. 153 ff.

Exkursion Freiburg — Schauinsland — Günterstbal — Freiburg am 6. August

vom Führer Herrn SCHNARRENBERGER.

Vom Bahnhof Kirchzarten aus wurde zuerst ein frischer Aufschluß (Kiesgrube) in der Nähe des Brandhofes besichtigt. Das Profil ist typisch für den Aufbau des großen flachen Schuttkegels, der die Kirchzartener Fläche erfüllt, von der an einer anderen Stelle die Rede sein soll.

Der Aufschluß von ca. 6 m Höhe zeigt eine untere 4 m dicke, feste, fast moränenartig gepackte Lage voll grober Blöcke bis Kubikmetergröße. Das verbindende Zement ist lehmfreier gewaschener Sand. Darauf ruht eine bis meterdicke Schicht von verschwemmtem Lößlehm und dann folgt 1 m jüngerer Überguß mit grobsandigem und lehmigem Bindemittel. Die Einreihung dieses Profils in das glaziale Schema ist schwierig. Säugetierreste sind bis jetzt im Kirchzartener Tal keine gefunden worden. In Verbindung mit Löß treten die Schottermassen nirgends. Dieser spielt seltsamerweise in dem großen offenen Tal eine geringe Rolle, ganz im Gegensatz zu den übrigen Tälern des mittleren Schwarzwaldes. In der gemeinen Auffassung gelten die Schottermassen, in welche die einzelnen Zuflüsse der Dreisam bis 12 m tief eingebettet sind, als Niederterrasse.

Wagen brachten nun die Teilnehmer durch die Orte Kirchzarten und Oberried in das mittlere, tief eingeschnittene Bruggatal. Von Kirchzarten bis Oberried verläuft die Straße auf der Niederterrasse des 800 m breiten, normalen Tales. Bei Oberried mündet von rechts das Zastlertal, das im Profil Scheibenfelsen — Kurzrenthe schon Anklänge an die U-Form der höheren Schwarzwaldtäler zeigt.

Auf dem Holzplatz bei P. 580,7 wurden die Wagen verlassen und die Gneisaufschlüsse am West- und Südabhang des Faulbaches begangen. Nördlich in der Richtung auf die Gefällmatte stehen typische, schiefrige, braun verwitternde Renchgneise an; am Faulbach selbst, besonders in den Klippen des Südabhanges, typischer normaler Schapbachgneis, wie er sonst eine Seltenheit in der Schauinslandgegend ist. Zwischen diesen beiden Extremen ist nun in typischer Form eine Mischzone ausgebildet von ca. 600 m Breite. Zwischen die Renchgneismassen zwängen sich zuerst helle Aplite ein. Nach und nach werden die Renchgneisblöcke kleiner, das glimmer- und cordieritführende Aplitmaterial nimmt zu, das sedimentäre Material verschwindet immer mehr, ist schließlich nur noch in

kleinen runden Knauern oder wolkenartig zerstreut zu erkennen bei gleichzeitiger Zunahme der schiefrigen Textur des eruptiven Materials, das immer Schapbachgneis ähnlicher wird. Die Mischzone ist aufs stärkste gekröseartig verfaltet und gestaucht und bietet den Eindruck einer unfertigen Schmelze. Bei der Verwitterung werden die sedimentären Bestandmassen herausgeholt und die Blöcke zeigen eine sehr charakteristische höckerig-zottige Oberfläche. Dieser Gesteinstyp hat eine große Verbreitung im zentralen südlichen Schwarzwald (Feldberg—Schauinsland). Er tritt sowohl in deutlicher Anlehnung auf wie hier, aber auch selbständig zwischen Renchgneis- oder Schapbachgneiszügen.

Der Demonstration dieser Erscheinungen, die als Aufschmelzzonen gedeutet werden, sowie der Vorführung der sehr mannigfaltigen Glieder der ganzen Gesteinssippe war der Vormittag gewidmet. Aufschluß reiht sich an Aufschluß längs der neuen Fahrstraße nach dem Steinwasenwirtshaus und von dort nach Hofsgrund. Zu den Formen, wie sie H. SCHWENKEL aus der Gegend abbildet, kommen solche, die völlig nordischen von SEDERHOLM abgebildeten gleichen, was auch von Herrn P. ERDMANNSDÖRFFER bestätigt wurde.

FRANZ FRIEDRICH GRAEFF hat diese Verhältnisse zuerst vor 25 Jahren studiert, richtig erkannt und kartistisch darzustellen versucht. Die Neuaufnahme des Blattes Freiburg durch den Führer in den Jahren 1910—1912 trägt den Erscheinungen weitgehend Rechnung. Das Gneisgebiet des südlichen Schwarzwaldes ist durch das Hervortreten der auffälligen Mischzonen, die zwar dem mittleren auch nicht fehlen, charakterisiert, bei gleichzeitigem Zurücktreten der kinzigitischen Ausbildung der sedimentären Gneise. Damit verschwindet der Granat, der hier ein recht seltenes Mineral in den Glimmergneisen ist. Cordierit wird häufiger und zum Leitmineral für Renchgneise. Größere Ansammlungen davon in den aplitischen Bestandmassen der Mischzonen rühren augenscheinlich aus dem aufgenommenen Renchgneis. Die rostigen, braunen Verwitterungsfarben sind neben dem Glimmer auf Kosten des Cordierits zu setzen.

Bei der hohen Brücke befindet sich der bekannte Bruch im Granitporphyr, etwas nördlich davon Minettegänge.

Über dem Steinbruch, bei der zweiten Kehre der Straße, bot sich ein schöner Ausblick auf den Feldberg und in das typische, glaziale Wannental von St. Wilhelm. Hier setzte der zweite Teil des Tagesprogramms ein, die Demonstration der glazialen Modellierung des hohen südlichen Schwarzwaldes.

Beim Steinwasenwirtshaus ist die erste typische Endmoräne, mit dahinterliegender vermoorter Depression. Riesige 3—4 m hohe Blöcke nehmen gleich am Aufbau des großen Walles teil, der am Nordende durch den Hofsgrunderbach durchsägt ist. Der Wall liegt zwischen den Kurven 750 und 760 m.

Ein schöner Überblick über die durch Kare (Winterhalde, Gegentrum, Brenden) gegliederte Hofsgrunder Bucht bot sich von der Höhe 1092,9 hart südlich des Blattrandes Freiburg. Petrographische Ausbeute gab der große Blockzug von Amphibolit, der in Mischgneis eingebettet auf der Höhe herauswittert.

Nach dem Mittagsmahl im Gasthaus „Zum Hof" wurde der Schauinsland (1286,6 m) bestiegen. Leider hatte während des Aufstieges dichter Nebel eingesetzt, wie das für den Hochschwarzwald um diese Jahreszeit fast gewöhnlich ist.

So war die beabsichtigte Schlußdemonstration des Schwarzwaldes als Tafelland, markiert durch die rotliegende Peneplain, die sich vom Gipfel des Schauinslandes aus aufs prächtigste bietet, vereitelt.

Der Abstieg ging über die Pflughalde, Kohlerhau und den „Ruchenpfad" nach Güntersthal. Die frische, kühle Witterung ließ alle Teilnehmer die anstrengende Tour brillant überstehen.

Exkursion nach dem Kaiserstuhl am 6. August

vom Führer Herrn J. Soellner.

Mittwoch, den 6. August, früh 5.54 Uhr, fuhren die Exkursionsteilnehmer von Freiburg Hauptbahnhof über Gottenheim nach Bötzingen. Von da ging es zunächst durch Oberschaffhausen an den Fohberg zur Besichtigung der Steinbrüche in wollastonitreichem Phonolith. Außer in feiner Verteilung in Form von kleinen seidenglänzenden Nadeln konnte Wollastonit auch in größeren Knollen als Einschluß im Phonolith gesammelt werden. Des weiteren fanden sich Einschlüsse mit titanhaltigem Melanit, sog. „Schorlomit", Einschlüsse von bläulichem Marmor, von einer Wollastonitzone umgeben, usw. Ferner auf Drusen Natrolith. Unmittelbar hinter der Steinbrecherhütte in dem letzten großen Steinbruch an der Landstraße wird der Phonolith von einem Gang von Monchiquit durchsetzt. Der Monchiquit zeigt gegen den Phonolith ein typisches braunes, glasreiches Salband. Von da führte der Weg weiter nach Westen aufwärts bis auf die Höhe beim Paß Vogelsang, von wo aus ein Überblick über die zentralen Teile des Kaiserstuhles mit seinen charakteristischen kahlen Kalkbergen möglich

war. Vom Paß Vogelsang ging es über Vogtsburg an den Fuß des Badberges, eine große Kalkscholle im Innern des Kaiserstuhls, die hochgradig kontaktmetamorph verändert ist. Beim Badloch bei Vogtsburg gewährte ein größerer Steinbruch einen Einblick in den petrographischen Charakter des Kalkes. Es ist ein körniger Kalk, der durch einen hohen Gehalt an Biotit und stellenweise von Dysanalyt als Kontaktmineralien ausgezeichnet ist. Auf halber Höhe des Steinbruches zeigt der Marmor eine deutliche Bänderung, welche auf die ursprüngliche Schichtung des Kalkes hinweist. Die Bänderung fällt sehr steil nach Westen ein, deutet also darauf hin, daß die Scholle aus ihrem ursprünglichen Verbande losgerissen und steil gestellt sein muß. Im Hintergrund der kleinen Talrinne beim Badloch wird der Marmor von einem schmalen Gang von Glimmertinguaitporphyr durchsetzt. Vom Exkursionsleiter wurde darauf hingewiesen, daß die Kalkscholle des Badberges nicht in allen ihren Teilen die gleiche Mineralführung besitzt. So treten im Gegensatz zu dem Aufschluß beim Badloch auf der Höhe des Badberges Kalke auf, die frei von Biotit sind, die dagegen Wollastonit in großen Mengen führen. Die Fundstelle hiervon konnte mit Rücksicht auf die Kürze der Zeit nicht aufgesucht werden, dagegen wurden noch kleine Schürfe in körnigem gehlenitführenden Kalk auf halbem Weg zwischen Badloch und Hohberg („Horberig") bei Oberbergen besichtigt. Am westlichen Ende des Badberges, am sogenannten Hohberg („Horberig"), bot sich Gelegenheit, die große Mannigfaltigkeit von verschiedenartigen Eruptivgesteinsgängen zu studieren, die hier kreuz und quer sich gegenseitig durchsetzen. Es sind hauptsächlich Gänge von Phonolith, Tephrit, Monchiquit, Mondhaldeït, Nephelinit, Trachydolerit und Tinguait, die z. T. auch häufig Einschlüsse verschiedenster Art führen. Vom Hohberg ging es quer über das Tal an den Südfuß des Heßleterbuckes bei Oberbergen. Daselbst war das erst neuerdings aufgefundene Tiefengestein des Kaiserstuhls, Essexit, an mehreren Stellen gut aufgeschlossen zu sehen. Den Essexit selbst durchsetzen an dieser Stelle zahlreiche, oft dicht gedrängte Gänge von verschiedenartigen Gesteinen, so hauptsächlich unter anderen von Tinguait, Monchiquit, und von Bergalith, einem neuen melilithreichen basischen Ganggestein, das bis jetzt nur aus dem Kaiserstuhl bekannt geworden ist. Der Kontakt dieser Gänge gegen Essexit war an vielen Stellen sehr gut aufgeschlossen. In kurzem war dann Oberbergen erreicht, woselbst im Gasthaus zum Adler Mittagsrast gemacht wurde. Am Nachmittag fuhr man mit Wagen über Oberrotweil nach

dem Kirchberg bei Niederrotweil. Ein großer Steinbruch, dessen Besichtigung von der Firma Phonolithwerk A. TREIBER & W. STEUP in Oberrotweil in bereitwilligster Weise gestattet wurde, gewährte Einblick in den mächtigen Phonolithstock des Kirchberges. Es war auch die Möglichkeit geboten, gute Stufen von Kalkspat und Apophyllit auf Drusen des Phonoliths zu sammeln. Die Besichtigung des Steinbruches litt etwas unter gerade niedergehendem heftigen Regen. Von Niederrotweil fuhren die Teilnehmer mit Wagen weiter bis an die Limburg bei Sasbach. In einer Reihe von Steinbrüchen war daselbst der Aufbau des Limberges aus Agglomerat, Limburgitströmen, Nephelinbasalt, Tuff, tertiären (oligocänen) Sedimenten und zuletzt Löß gut zu studieren. Die tertiären Sedimente sind den Strömen zwischengeschaltet. Von dem Leiter der Exkursion wurde bei dieser Gelegenheit darauf hingewiesen, daß die einzelnen Ströme nicht durch und durch aus „Limburgit“ bestehen, daß vielmehr die glasreiche Entwicklung, die für den Begriff des Gesteins „Limburgit“, wie er von ROSENBUSCH aufgestellt wurde, erforderlich ist, sich nur auf die äußersten Teile der Ströme beschränkt, daß dagegen die zentralen Teile der „Limburgit“ströme völlig krystallin, also glasfrei, entwickelt sind und sich als Nephelinbasanit repräsentieren. Den besten Überblick über den ganzen Limberg hatte man nach Überschreiten der Schiffbrücke vom elsässischen Ufer des Rheines aus. Auf dem Rückweg wurden noch kurz am Litzelberg die neuen Aufschlüsse in schwarzem Nephelinbasalt besichtigt. Der Nephelinbasalt ist daselbst ausgezeichnet durch zahlreiche Einschlüsse von Olivinknollen.

Mit Wagen ging es dann zurück nach dem Bahnhof Sasbach, von wo 4.39 Uhr über Breisach die Rückfahrt nach Freiburg angetreten wurde. Die Ankunft daselbst erfolgte 6.00 Uhr abends. Trotz des in der vorhergehenden Nacht eingetretenen regnerischen Wetters konnte die Exkursion ohne wesentliche Störungen durchgeführt werden. Nur am Nachmittag war die Besichtigung der Aufschlüsse durch zeitweise heftige Regengüsse etwas beeinträchtigt. Die Zahl der Teilnehmer an der Exkursion betrug annähernd 30.

B. Exkursion während der Versammlung.

Diluvialexkursion in die Umgebung von Lahr am 7. August.

Vom Führer Herrn R. LAIS.

Die Exkursion am Nachmittag des 7. August führte vom Ausgang des Schuttertals in den westlichen Teil der Vorbergregion des Schwarzwaldes. Diese „Randhügelzone“ ist durch ihre sanftwelligen Geländeformen, durch die geringe, überall annähernd gleiche Erhebung über die Rheinebene, durch die starke Lößbedeckung scharf geschieden von dem östlichen weit höheren Teil der Vorbergregion, dem die Lößbedeckung fehlt, und der daher auf dem überall sichtbaren Buntsandstein- oder Muschelkalkuntergrund Wald trägt. Die „Randhügelzone“ stellt offenbar eine alte, durch spätere Erosion nur wenig zerstörte Terrasse dar. Die Fahrt durch das Sulzbachtal, ein kleines südliches Seitental des Schuttertales, lehrte diese Verhältnisse kennen. Hinter der „Dammenmühle“, an der westlichen Talflanke, wurde ein Vorkommen von Rheinsand besichtigt, das in zwei Gruben aufgeschlossen ist. Hier liegt unter jüngerem und älterem Löß hellgrauer Rheinsand mit spärlichen bis bohnengroßen alpinen Geröllen, hauptsächlich blauen Kalken, seltener rotem Radiolarienhornstein. Von ihnen sind viele in scherbenartige Stückchen zersprungen, sie zeigen schwache Politur oder haben das Aussehen von Dreikantern, tragen also deutliche Merkmale der Bearbeitung durch windbewegten Sand. Mit ihnen zusammen finden sich kleine mattglänzende Kalkstücke mit grubigen Vertiefungen, offenbar Reste von Lößkonkretionen. Der Ablagerung dieses Sandes ging also eine Lößbildung voraus; da älterer und jüngerer Löß noch darüber liegen, ist sie mit einer der älteren Lößstufen gleichalterig. Unter dem Sand wird eine süßwasserkalkartige Mergelbank sichtbar, die *Succinea Schumacheri*, Planorben und mehrere auf ein eiszeitliches Klima hinweisende Arten führt. — Dann wurden die am Nordende des gleichen Hügels gelegenen großen Sandgruben von Mietersheim besichtigt. Hier sind als älteste Ablagerung Schotter der Schwarzwaldhochterrasse zu sehen. Zu ihnen gehören auch die darüberliegenden, etwa 5 m mächtigen roten Schwarzwaldsande, die in ihrer oberen Hälfte durch eine tiefgründige Verwitterung gelb gefärbt sind. Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Equus Mosbachensis* in

diesem Sande. Bedeckt wird er von zwei Stufen älteren Lösses mit starken Verwitterungszonen und dementsprechend sehr großen Lößkonkretionen. Als Einschaltung zwischen dem älteren und dem jüngeren Löß tritt in diesen Sandgruben die Rekurrenzzone in verschiedenen Ausbildungsweisen auf, als geschichteter Löß, Löß mit gerollten Lößkonkretionen, als Sandlöß mit Geröllen und Süßwasserschnecken. Als Ursprungsort dieses Sand- und Geröllmaterials ließ sich eine in geringer Entfernung auf der Höhe des Hügels gelegene Sandablagerung nachweisen. — Von hier führte der Weg nordwärts dem Gebirgsrande entlang. Dabei war die Terrassennatur der „Randhügelzone“ zumeist sehr schön zu erkennen. Die fast stets gleichbleibende Erhebung der langen schmalen Rücken über die Rheinebene legt nahe, sie mit einem alten diluvialen Rheinlauf in Verbindung zu bringen. In Oberschopfheim wurde noch eine große, über die grobschotterige Niederterrasse hinausragende Ablagerung feinen und feinsten lößähnlichen Rheinsandes besichtigt, die gegen den Schwarzwald hin sich mit Schwarzwaldsand vermengt und von zahlreichen konkretionsartigen Kalkbänken durchzogen ist. Aus solchen alten Sandmassen ist wahrscheinlich der Löß des Rheintals ausgeblasen worden. Von Niederschopfheim aus erfolgte die Rückfahrt nach Freiburg.

Spaziergang über den Schloßberg nach der Kartaus am 7. August.

Vom Führer Herrn SCHNARRENBERGER

Bei der Versammlung auf dem Münsterplatz machte der Führer auf den Baustein aufmerksam, Hauptbuntsandstein von Tennenbach aus der Emmendinger Vorbergzone, dessen feinkörnigere Bänke auch das Material zu den Figuren und köstlichen Wasserspeiern geliefert haben, die in der eindeutigen, groben und saftigen Art des Mittelalters menschliche Leidenschaften und Verirrungen darstellen.

Wenige hundert Meter vom Münsterplatz nach Osten stößt das wellige Terrain, auf dem Freiburg errichtet ist, in scharf ausgeprägter Kante an den steilen Abhang des Schloßbergs, der aus typischen, recht steilen N—S-streichenden Renchgneismassen aufgebaut ist. Häufig sind schon cordieritführende pegmatitische Bestandmassen, die auf Schapbachgneis zu deuten scheinen, der in größerer Tiefe anstünde.

Von einem Punkte in der Nähe der Dattlerschen Weinstube und vom Südsporn (Kanonenplatz) wurde die Topo-

graphie erläutert. In gewaltigem flachen Schuttkegel erfüllen die Schotter der Dreisam, ihrer Nebenflüsse und der Elz den Vordergrund, der vom Schwarzwald, den Emmendinger Vorbergen, dem Kaiserstuhl, der Mengener Brücke (Tertiär) und dem Schönberg umrahmt ist. Die Vogesen waren nicht zu sehen. Die Vereinigung mit der Niederterrasse des Rheins und der gemeinsame Durchbruch bei Riegel wurden erläutert sowie die Bedingtheit der topographischen Formen durch den geologischen Bau.

Der Verlauf der Hauptschwarzwaldverwerfung ist gut zu erkennen. Er führt am Westfuße des Schloßberges entlang, überschreitet die Dreisam unterhalb des kleinen Wasserfalles bei der Schwabentorbrücke und ist über den Lorettoberg und Schönberg bis an den Westabfall des Blauen zu erkennen.

Die Stadt selbst liegt auf dem Schuttkegel, dessen alluviale Zerteilung durch tiefe Rinnen, Gerberau—Schlachthaus, Marienbadrinne, Münsterplatz—Bismarckstraße—Spitalgarten und Münsterplatz—Stadtgarten—Alter Friedhof schon in der Festungszeit benutzt und verändert wurde.

Der Promenadenweg am Südrande des Berges vom Kanonenplatz zum Hirzberg und ein schöner Aufschluß an der neuen Waldstraße unterhalb des St. Katharinen-Brunnens gaben Gelegenheit zur Demonstration und Erläuterung des heutigen Standes der Gneisforschung im Schwarzwald.

Die Gneismassen des Freiburger Hinterlandes sind von Basaltgängen stark durchtrümmert. An die 20 Gänge sind bekannt und durch die Neuaufnahmen gefunden worden. Und wenn man an ein Wort von A. SAUER denkt, daß auf einem Schwarzwaldblatt noch nicht der 1000. Teil wirklich aufgeschlossen ist, so ersteht die Vorstellung von einer schwammartigen Durchtränkung der Gneismassen.

Einer der bedeutendsten und längst bekannten wurde beim Abstieg ins Dreisamtal im Wäldchen oberhalb des Hirzberger Hofes gezeigt.

Der große Steinbruch unterhalb von Kartaus zeigt typischen cordieritführenden Renchgneis. Die pegmatitischen Bestandmassen führen das Mineral besonders reichlich; bei recht grobem Korn gesellt sich hier und gegenüber am „Weißen Fels“ beim Waldsee blauer und dunkler Turmalin bei.

Der Gneis selbst ist quer über das Flußbett in der kleinen Stromschnelle sowie weit flußaufwärts, nach der Mitte des Tales zu sichtbar. Die Aufnahme des Blattes Freiburg hat die hohe Wahrscheinlichkeit ergeben, daß in der ganzen

Kirchzartener Fläche die Verhältnisse ähnlich liegen, die Schotterauffüllung sich in sehr engen Grenzen hält. Das große, höchst eigentümliche Tal fällt also nicht aus dem Typ der großen Schwarzwaldtäler heraus. Trotzalledem ist aber die Grundlage der Talbildung tektonisch, die Kirchzartener Fläche setzt deutlich in die höher liegende Staffel des Rotliegenden Kessels St. Peter—St. Märgen fort. Auch der fernere Zusammenhang mit dem Bonndorfer und Lenzkircher Graben ist jetzt schon in großen Zügen erkenntlich. Der Führer demonstrierte ihn an der Lage der wohl erkennbaren Peneplain.

Eine große Zahl Teilnehmer folgte noch in die Amphibolitbrüche am Ausgange von Ebent. Hier sind amphibolitische Massen von kilometerweit schwebender Erstreckung und kuchenförmigem Verband aufgeschlossen, die in die hangenden Glimmergneise allmählich bankförmig übergehen mit Zwischenschaltung granulitischer Lagen. Die hangenden Gneise führen Lagen von grünen plattigen Kalksilikatfelsen und Fleckengneisen (Gedritgneise). Der allgemeine Habitus ist der eines alten Diabaslagers.

Über die Niederterrasse der Dreisam und die eingebetteten Zwischenstufen führte der Weg zur Haltestelle des Trams beim Waldsee.

Exkursion Lorettoberg—Günterstbal—Kyburg am 8. August

vom Führer Herrn SCHNARRENBERGER.

Der Lorettoberg mit dem Hildaturm trägt einen ca. 40 m dicken Schild von Buntsandstein, der allem Anschein nach direkt dem Gneis aufliegt. Der Buntsandstein läßt als tiefste Schichten das Hauptkonglomerat erkennen, und in den großen Brüchen auf dem Westabhang oberen Buntsandstein mit charakteristischen violetten, mürben Sandsteinlagen, die bezeichnend sind für den Karneolhorizont.

Diesen Brüchen galt der erste Gang vom Versammlungsplatz aus. Die geologischen Verhältnisse des Lorettoberges haben eine bedeutende Rolle gespielt bei den Plänen zur Umleitung der Höllentalbahn und Verlegung des Bahnhofs Wiehre. Jetzt wird ein Tunnel den Berg durchbohren, dessen Achse gerade unter der Spitze hindurchgeht.

Außer dem stereometrischen Verhältnis zwischen Buntsandsteindecke und Gneisunterlage kamen bei der obigen Frage eine größere Anzahl merkwürdiger breiter brecciöser ver-

kieselter Ruscheln mit glänzenden Harnischen in Betracht. Sie laufen alle der Hauptschwarzwaldverwerfung sehr nahe parallel und ergaben durchweg nur sehr kleine Schollenverschiebungen. Ihr deutliches Einfallen gegen das Gebirge schien für die ANDREAE-SALOMONsche Anschauung zu sprechen, nach der die Rheintalspalten gegen das Gebirge einfallen, das Gebirge also die versinkenden mesozoischen und tertiären Massen überschiebe. Die Beobachtungen der letzten zehn Jahre und Aufnahmen von Basel bis gegen die Kinzig haben aber gezeigt, daß die Spalte überall, wo sie zu sehen oder ihr Verlauf aus Beobachtungen zu errechnen ist, deutlich und verhältnismäßig flach vom Gebirge wegfällt, genau so, wie es die älteren Profile darstellen. Der Weg für die mechanische Deutung der Ruscheln zeigt ihre Eigenschaft, nahezu senkrecht auf den Schichtflächen des Sandsteines zu stehen. Die Buntsandsteintafel selbst ist außer ihrer allgemeinen Neigung nach Nordwest in flache Falten gelegt, deren eine gerade im Kern durch den Steinbruchbetrieb getroffen ist.

Die Gneisunterlage ist auf der Ostseite des Berges beim Aufstieg durch die Mercystraße sichtbar, die Buntsandsteinauflage beim Forsthaus unterhalb des Turmes. Die Spalte selbst verläuft durch den Paß, auf dem der Lorettohof liegt, und ist von hier aus gut im Gelände zu demonstrieren bis auf die Höhe von Sölden. Der untere Lorettohof (v. KOCH-Grünberg) ist beim Erdbeben vom 16. November 1911 ganz besonders mitgenommen worden. Er muß über der Spalte selbst liegen. Der naheliegende Schönberg in seinem markanten geologischen Aufbau bot dem Führer Gelegenheit, sich über das Schichtenprofil im Rheintal, dessen tektonischen Bau und mechanische Deutung auszusprechen.

Die kühle Waldstraße nach der Kyburg gab Einblick in die hydrologischen Verhältnisse des Gneisgebirges, in die Schuttbildung und deren Textur sowie in das Verhältnis der Renchgneismassen zu den mehrorts durchbrechenden Granitgängen.

C. Exkursionen nach der Versammlung.

Exkursion in das Moränengebiet von Neustadt am 9. August

vom Führer Herrn DEECKE.

Nach einer Fahrt durch das Höllental langten gegen 3 Uhr die Teilnehmer in Neustadt an. An Stelle von Herrn SCHALCH führte Herr DEECKE erst zu dem Kalksilikatfels der Fehren oberhalb der Stadt, dann durch das eigentümliche Nebental nach den Moränen am Ausgange des Joostales. Renchgneise, Amphibolite, feinkörnige Granite und Porphyre wurden unterwegs besichtigt und schließlich ein Überblick über die Moränenlandschaft des Gutachtales gegeben. Gegen $^1/_2$7 Uhr traf man wieder in Neustadt ein.

Exkursion in das Culm von Lenzkirch am 10. August.

Vom Führer Herrn VON BUBNOFF.

Der Morgenzug brachte die 45 Teilnehmer von Neustadt nach der Station Kappel-Grünwald; hier wurde zunächst die Endmoräne der letzten Eiszeit angesehen. Eine kurze Wanderung durch das Verbreitungsgebiet des Schluchseegranitits führte uns dann zur Lochmühle bei Unter-Lenzkirch, wo in einem Steinbruch das jungkulmische Konglomerat mit eingeschalteten Pflanzenschiefern aufgeschlossen ist. Kurz vorher hatte man noch einen schönen Überblick über die nördliche Staffel des Lenzkircher Grabenbruches und die sie begrenzenden Verwerfungen vom Hochfirst und Pflumberg.

Durch Lenzkirch hindurch, wo das Kulmkonglomerat, z. T. schön glazial geschrammt, anstehend mehrfach beobachtet werden konnte, wanderten wir zur Schlichthöhe; dort ist über dem Konglomerat, durch eine schmale Breccienschicht von ihm getrennt, ein fluidaler Quarzporphyr aufgeschlossen. Eine eingehende Diskussion ergab die Richtigkeit der Deutung desselben als Decke über dem Konglomerat. Viel Interesse erweckten weiterhin die Aufschlüsse des Trümmerporphyrs bei Alt-Urach und am Mittelberg; die Entstehungsmöglichkeiten dieser eigentümlichen Porphyritbreccie wurden eingehend diskutiert. Durch das Walkenloch im Schwendetal, wo ein Glimmerporphyritgang und eine im Quarzporphyr anscheinend schwimmende Schieferscholle aufgeschlossen waren, begaben

wir uns auf die Spitze des Schwendestutzen, der einen schönen Überblick über den südlichen Schwarzwald bis zum Feldberg gewährte. Von da ging es abwärts, über den durch eine Moräne abgestauten und jetzt trocken liegenden See bei Hinterhäuser nach Schluchsee; hier wurde eine Mittagspause gemacht.

Nachmittags war die Exkursion leider einigermaßen durch Regen beeinträchtigt. Trotzdem konnten die wichtigsten Aufschlüsse eingehend untersucht und erläutert werden. Es galt, sich einen Überblick über den Aufbau der südlichen höheren Staffel des Lenzkircher Grabens zu verschaffen. Mit Auto und Wagen begaben wir uns nach Aha zu dem Steinbruch, in welchem die südliche Randverwerfung zwischen Granit und alten Grauwackenschiefern mit schönen Harnischen und Reibungsbreccie ausgezeichnet aufgeschlossen ist. Von den jüngeren kulmischen Gesteinen (Konglomerat, Trümmerporphyr) ist in diesem Grabenteil nichts erhalten, und auf die alten Schiefer folgt direkt eine gleichstreichende Zone gepreßter Granite, die anscheinend mit dem Granitit von Schluchsee zusammenhängen. Im Wald östlich vom Windgfällweiher konnte dieser gepreßte Granit gezeigt werden. Ferner war daselbst zu sehen, wie diese Granite in zahllosen aplitischen Gängen die angrenzenden Schiefer und die ihnen eingeschalteten geschieferten Amphibolite (aus alten gabbroiden Eruptivgesteinen entstanden) durchtrümern und injizieren. Hier teilte sich die Exkursion; eine Partie fuhr direkt nach Titisee, um die Moräne am Ende des Sees anzusehen, während ein anderer Teil noch zum Hoch-Spirn bei Raithenbuch hinaufstieg, wo in einem schönen Aufschluß die Injektion der Gneise durch den gepreßten Granit zu beobachten ist. Es wurde hier besonders hervorgehoben, daß diese carbonische Granitinjektion mit dem Prozeß der Gneisbildung keineswegs zusammenhängt, und daß dieser jedenfalls viel weiter zurückliegt. Über Altglashütten fuhren wir dann nach Titisee und mit der Bahn zurück nach Neustadt, wo zum zweitenmal übernachtet wurde.

Exkursion in die Trias- und Juraformation der Baar am 11. August.

vom Führer Herrn DEECKE.

An Stelle des erkrankten Herrn SCHALCH hatte Herr DEECKE die Führung übernommen. Nach der Eisenbahnfahrt bis Bachheim wurde zunächst ein topographisch-geologischer Überblick über den Bonndorfer Graben und Wutachtal gewonnen, dann der Weg über den hochliegenden diluvialen

Talboden zur Wutachschlucht angetreten. Beim Abstieg wurden Keuper, Lettenkohle und oberer Muschelkalk bis zu den Pemphixschichten durchquert und speziell auf die mächtige Oolithbank und deren Bedeutung hingewiesen. Im Steinbruch an der Bruderhalde war das Keuperprofil vom mittleren Gipskeuper bis zum Roten Ton über dem Stubensandstein entblößt. Unten an der Wutachmühle konnten als Ergänzung dazu die Lettenkohle und der Grundgips des Keupers in Augenschein genommen werden. Oben in Ewattingen zeigte eine Grabung den obersten Keuper mit bunten Tonen und die unmittelbare Auflagerung der Psilonotenbank auf diesen, sowie einen Querschnitt durch den unteren Lias bis zu den Obtusustonen. Die südliche Randverwerfung des großen Grabens wurde beim Abstieg nach Aselfingen gequert und hinter diesem Dorfe im Aubachgraben das prachtvolle Liasprofil von den Obtusustonen bis zu den mittleren Opalinustonen angesehen. Dann fand in der Scheffellinde zu Achdorf das Frühstück statt. Von Achdorf ging es nachmittags in der Runse des Schleifenbächleins über rutschende Opalinustone zum Aitrachtal hinauf, wobei der Dogger bis zu den Blaukalken entblößt zu sehen war. Vor Blumberg und hinter dem Dorfe fand man Kulmgesteine, welche den Zusammenhang des diluvialen Wutach- und des Aitrachtales beweisen, also den alten Lauf der Wutach-Donau bezeichnen. Am Lindenbühl bei Zollhaus Blumberg bot ein Anbruch die Impressatone und auf der Spitze des Hügels ein alter Bruch Gelegenheit, den transgredierenden miocänen Turritellenkalk und die roten Helicitenmergel kennen zu lernen. Nach einer letzten topographisch-geologischen Übersicht über den Steilabfall des Randen ging man zur Bahn und fuhr über Immendingen nach Donaueschingen.

Exkursion in die Umgebung von Immendingen am 12. August

vom Führer Herrn W. Spitz.

Die größte Zahl der Teilnehmer an der Exkursion kam von Donaueschingen her nach Immendingen und kreuzte so Keuper, Lias und Dogger der Baar ungefähr in der Richtung des Schichtfallens. Von Geisingen an bestimmt der Malm die Formen der die Donau begleitenden Berge. Die waldbedeckte Malmtafel der Alb erhebt sich mit steilem Trauf aus dem offenen fruchtbaren Gelände der Baar. Wenig westlich von Immendingen tauchen die südöstlich fallenden Schichten des obersten Doggers unter das Niveau der Donau.

Bei der Ankunft in Immendingen steht man bereits in den Impressamergeln, die auf Blatt Möhringen etwa 35—40 m

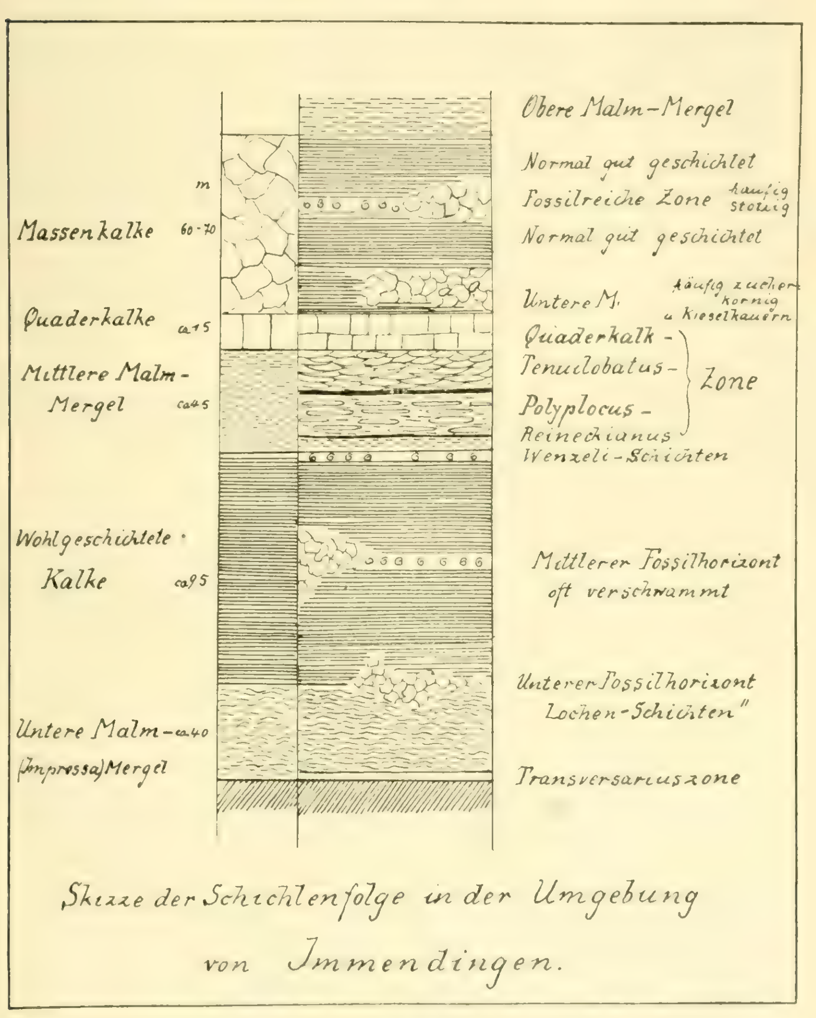


Fig. 4.

mächtig sind. Ihrer mittleren, hier gern etwas verschwammten und recht fossilreichen Zone galt der Besuch des ersten Aufschlusses, der Kiesgrube hinter der ehemaligen Fabrik westlich

vom Bahnhof. Kleine Stotzen, die meist deutlich die Reste von Spongien erkennen lassen, treten aus dem Hang heraus und vereinigen sich mit weniger stark verschwammten Partien zu unregelmäßig dicken Bänken, die den leicht verwitternden grauen Mergeln eingelagert sind. Namentlich von den unscharfen Grenzen der Stotzen gegen die Mergel stammen die reichlichen, meist gut erhaltenen Reste, Schwämme, Brachiopoden, Echinodermen, Cephalopoden, Serpeln usw., die sich auf der Halde auflesen lassen, eine typische Rifffauna. Die Grenze gegen die Wohlgeschichteten Kalke ist etwa 15 m höher am Hang zu suchen, wo der Wald sich über dem Gestrüpp des Ödlandes erhebt. An dieser Grenze stellt sich häufig eine ähnliche verschwammte Zone ein, die „Lochenschichten“ Schalchs.

Trübe Witterung verhinderte von hier aus einen Überblick über das Gelände zu gewinnen.

Der Weg durch Immendingen führt durch den Schuttkegel des Weißenbaches, eines kleinen Wässerchens, das in verhältnismäßig großem Tal in der Richtung des Schichtfallens der Albtafel von NW herkommt. Der ehemalige Oberlauf muß in der Baar gelegen haben, heute liegt eine flache Talwasserscheide im Zug des Albtraufs in den Parkinsonitonen. Das Weißenbachtal zeigt die erste für uns wichtige tektonische Tatsache, das Südostfallen der Schichten der Albtafel, das hier stärker ist als das Gefälle der von NW kommenden Täler und auch stärker als die Neigung der Hochfläche.

An einen ehemals wirtschaftlich bedeutenden Erwerbszweig auf der Albhochfläche erinnert u. a. ein gußeiserner Brunnen, einheimisches Erzeugnis. Einst ging auf der Hochfläche eine reiche Gräberei auf Bohnerz um; das Erz wurde an verschiedenen Stellen, z. B. gleich oberhalb Immendingen in der Amalienhütte in Bachzimmern, verhüttet, und heute sind noch Maschinenfabriken an der Donau, deren Herkunft auf die Verhüttung des Bohnerzes und der Eisenoolithe des Doggers zurückzuführen ist.

Man verließ dann Immendingen auf der alten Möhringer Straße, die nach NNO in ein kleines Tälchen führt. Zur Linken sieht man im Talhang des Weißenbaches an der Grenze von Acker- und Weideland und Wald die Grenze der Impressamergel gegen die Wohlgeschichteten Kalke auf etwa 700 m; rechts fällt die Acker-Waldgrenze, nur wenig höher gelegen, etwa mit der Unterkante der Quaderkalke zusammen. Wenige Schritte weiter aufwärts im Tälchen zeigt sich die so erkannte Störung im Aufschluß. Die wohlgeschichteten

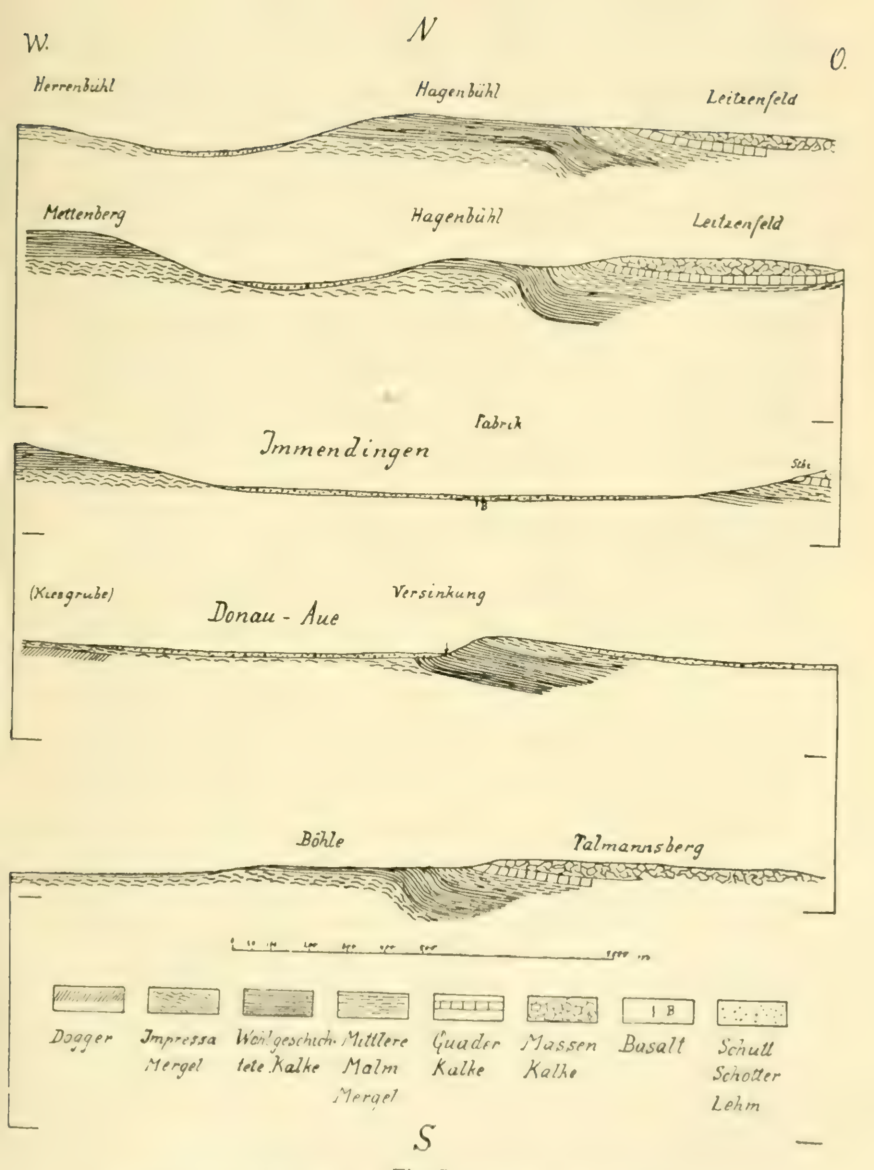


Fig. 5.
Profile durch den Jura der Umgebung von Immendingen.

Kalke fallen steil nach O ein, mit etwa 70°, im Verbindungsschenkel der etwa N 10° O streichenden Immendinger Flexur, des zweiten bedeutenderen tektonischen Elementes der Gegend. Die alte Möhringer Straße durchmißt die wohlgeschichteten Kalke, in die sie in der unteren Biegung der Flexur eintritt, und verläßt sie an der Grenze gegen die mittleren Malmmergel in der oberen Biegung. Der Blick entlang den steilstehenden Schichten in der Mitte des Weges nach S trifft die Donau bei den Versinkungsstellen oberhalb des Immendinger Wehres. Die Flexur hat an der alten Möhringer Straße eine Sprunghöhe von etwa 100 m; sie ließ sich noch etwa 2 km nach S und etwa 7 km nach N gut verfolgen, wenn auch ihr Ausmaß beträchtlich abnimmt. Es ist anzunehmen, daß sich auch noch eine gleichsinnige Verwerfung an der begangenen Stelle an die Flexur anschließt. Wie das besuchte sind noch mehrere kleine Tälchen unmittelbar an die Flexur geknüpft, im besonderen an die steilstehenden Mergel in ihr.

Wo der Weg die Höhe erreicht, ist die obere Biegung der Flexur gut aufgeschlossen in den obersten Schichten der wohlgeschichteten Kalke. Diese Zone ist recht fossilreich und ist charakterisiert durch *Oppelia Wenzeli* Opp. .

Der Weg nach SO durch das Leitzenfeld führt dann, nachdem die steilstehenden mittleren Malmmergel und die Quaderkalke rasch überschritten sind, durch den Massenkalk des unteren Schenkels der Flexur. Ein drittes für die Tektonik der Gegend wichtiges Element macht sich hier bemerkbar. Das von der Donau in großem zungenförmigen Bogen umflossene Gebiet zwischen Immendingen und Möhringen, das Leitzenfeld, stellt eine deutliche Mulde dar, mit etwa NS verlaufender und nach S schwach einfallender Achse. Im Kern der Mulde fielen die zahlreichen, im trockenen Sommer 1911 umgekommenen jungen Fichten auf, die meist in außerordentlich spärlicher Bodenkrume über dem äußerst durchlässigen Massenkalk wurzeln. Der größte Teil des Massenkalkes ist in der Umgegend von Immendingen normal gut geschichtet, und nur die unteren Partien führen die bekannten Kieselknauer. In einem Steinbruch unweit der „Buche" war diese Zone zu sehen, aufgeschlossen über dem dort hauptsächlich gewonnenen Quaderkalk. Dieser, durch *Reineckia pseudomutabilis* Lor. und *Oppelia gigas* charakterisiert, erreicht auf Blatt Möhringen und in der weiteren Umgebung höchstens eine Mächtigkeit von etwa 15 m. Zahlreiche Brüche in ihm haben bei Immendingen Material zum Bau der Schwarzwaldbahn geliefert. Der nächste Aufschluß zeigte im östlichen

Schenkel der Mulde an der neuen Landstraße gegenüber dem kleinen Möhringer Tunnel nach W fallende *Wenzeli*-Schichten, darüber die Zone mit reichlichen *Sutneria Galar* Opp., die Crinoidenbank, die als Grenze gegen die mittleren Malmmergel betrachtet werden kann, und darüber deren unterste graue Schichten mit *Sutneria Reineckiana*, Qu.

Zugunsten der Donauversinkung wurde auf einige Aufschlüsse in den mittleren Malmmergeln verzichtet, und man ging quer über die Donau-Aue im Brühl zum Bette des Flusses, über dem sich im S der steile Prallhang erhebt. In diesem sind die obersten Schichten der Wohlgeschichteten Kalke wenig über dem Fluß an einigen Stellen aufgeschlossen. Das Flußbett selbst ist etwa 1—2 m unter die Aue eingeschnitten und erfüllt mit Schottern, meist Weiß-Juragesteinen, die nur schwach gerollt sind, mit Schwarzwaldgeröllen und mit nur spärlichen Resten der in der Baar anstehenden Schichten. Talab ist das Bett vollständig trocken, einige wenige Pfützen bilden den Übergang und wenig oberhalb verschwindet die Schwarzwald-Donau. Auf eine beträchtliche Strecke beobachtet man im Fluß Strömungen, die sich nach dem Südufer wenden, und an diesem häuft sich stellenweise angeschwemmtes Genist und schmutziger Schaum auch an den geraden Stellen. Die deutlichsten Versinkungen sind in kleinen Buchten zu beobachten. Das trockene Bett zeigt den vielfachen Wechsel von Kiesbänken und flacheren oder tieferen Mulden. Das Wasser tritt, wie Versuche bestätigt haben, 12 km südöstlich und etwa 170 m tiefer in der Aachquelle zutage und geht zum Bodensee, also ins Flußgebiet des Rheines.

Am Prallhange entlang führte dann der Weg zu der oberen Versinkungsstelle beim Immendinger Wehr. An dieser Stelle fließt die Donau in dem Verbindungsschenkel der weiter nördlich besichtigten Flexur. Aus dem breiten Fluß strömt das Wasser in einzelne Buchten und Kanälchen, die in eine kleine Aue führen, und versinkt dort in Löchern in dem unteren Teil der wohlgeschichteten Kalke in der unteren Biegung der Flexur. Der Steinbruch gerade über diesen Versinkungsstellen zeigt die mittlere fossilreiche Zone und hangende Teile der Wohlgeschichteten Kalke unruhig gelagert mit deutlichem O-Fallen.

An der Mauenheimer Straße traf man bald in der Richtung des Schichtfallens ansteigend die obere Grenze der wohlgeschichteten Kalke und die *Reineckianus*-Zone in schlechten Aufschlüssen. Wo dann der Weg in ein kleines Tälchen einbiegt, steht man bereits in den unteren Partien der Massen-

kalke. Diese sind hier gelb, körnig und löcherig ausgebildet mit zahlreichen Kieselknauern und lassen noch deutlich eine Schichtung erkennen. Diese Ausbildung wird auf Blatt Möhringen und Umgebung mehrfach doch nicht immer, unmittelbar über den Quaderkalken angetroffen. Geht man ins Hangende, so wird das Korn feiner, die Farbe heller und die Schichtung deutlicher, bis wir, schon ehe die Hochfläche erreicht ist, ein Gestein antreffen, das den Namen Plattenkalk, der früher darauf angewandt wurde, erklärlich erscheinen läßt.

An der Straße, beim Lagerplatz 9, wurden die ersten Spuren vulkanischer Tätigkeit angetroffen. Ein ganz kleines Basaltgängchen durchsetzt die geschichteten Massenkalke und hat sie am Salband blaugrau, weiter entfernt rot gebrannt; nicht weit davon entfernt trifft man einen zweiten kleinen Gang an, der jedoch das Nebengestein nicht so deutlich beeinflußt hat.

Mit der Hochfläche erreicht man dann wieder neben den Wäldern Ackerland in den schon etwas tonreicheren obersten dünnplattigen Teilen der Massenkalke. Deutlich hebt sich über das schwach gewellte Plateau das Höweneg mit seinen Basalten und Tuffen heraus.

Exkursion in den Jura an der Donau am 12. August

Führer Herr SCHNARRENBERGER.

Nach beendetem Frühstück um 2 Uhr übernahm Herr SCHNARRENBERGER die weitere Führung. Zuerst wurden die tektonischen und morphologischen Verhältnisse der Gegend vom Gipfel des Höwenegg aus demonstriert. Die weit hin herauspräparierte Unterlage des Tertiärs (Peneplain?) fällt stetig und langsam nach dem Bodensee zu ein. Die Hauptbrüche, vor allem der kesselförmige Einbruch, in dem die Hegauvulkane liegen, traten anfänglich noch gut heraus. Die Aussicht wurde aber später durch Nebel verhindert. Die Nordsüdlinie Höwenegg, Hohen-Höwen, Stoffeln war an der Eindeckung des Stoffeln durch den mittleren Berg gut zu erkennen.

Nun wurden die stratigraphischen Verhältnisse des Tertiärs der Umgebung, das Alter der Eruptionen dargelegt, und der nun fast ausgeräumte Basaltstiel, der trichterförmig in den Tuffen liegt, besichtigt. Die Bedeutung der stromartigen Zwischenlagerungen sowie der Basaltmassen unter der Burg, die strittig schienen, wird der Abbau in kürzester Frist klarstellen.

Im Gegensatz zu der erdrückenden Komplexität des Kaiserstuhls ist der petrographische Inhalt der Hegaumassen einfach. Nephelin-Melilithbasalte mit makroskopisch geringfügigen Änderungen des Habitus und Phonolithe, beide mit reichlichen Tuffen, sind die einzigen bis jetzt gefundenen Gesteine.

Über die Mauenheimer Basalttuffe führte der Weg nach dem Eichenbohl. Hier wurde der Aufbau des oberen weißen Juras (δ—ζ) demonstriert, der eine deutliche, bis Friedingen verfolgte Dreiteilung erkennen läßt und weitgehende Analogien zeigt mit den Verhältnissen im Gebiet des Ulmer Zementmergels Gerhausen—Schelklingen.

Der ganze gebankte Komplex kann im Donau-Aachgebiet durch Massenkalke, „Stotzen", ersetzt werden, deren Gleichaltrigkeit mit dem unteren Kalkkomplex (60—70 m) einwandfrei nachweisbar, für den mittleren und oberen Teil sehr wahrscheinlich ist.

Der durch die Aufnahmearbeiten geförderte fossile Inhalt wurde genannt; die eigene Ausbeute der Teilnehmer war verständlicherweise gering. Im oberen Viertel des untern Kalkhorizontes befindet sich die schon in der alten Literatur genannte Mauenheimer „Breccie", eine 80—120 cm starke rötliche, sehr feste Kalkbank von der Zusammensetzung der Stotzen, aber dichterem Gefüge. Die knollig-höckerigen Bestandteile scheinen Schwämme zu sein. Hydrozoen (Ellipsaktinien) wurden bis jetzt keine beobachtet. Diese finden sich aber reichlich in den gewöhnlichen Kalkbänken des Liegenden. Man wird abwarten müssen, ob die Untersuchungen der schwäbischen Forscher Handhaben geben werden zur Deutung der anscheinend völlig verkalkten Dinge.

Dem mittleren, rauhen, mergeligen Komplex von blauer und blaugrauer Farbe und etwa 50 m Mächtigkeit entsprechen durch seitlichen Übergang die Oolithe von Hattingen.

Diese wurden sehr versteinerungsreich und in identer petrographischer Ausbildung mit Schnaitheim südlich von Hattingen in einem großen Steinbruch gezeigt. Das Material eignet sich vorzüglich als Pflasterstein. Darüber liegt in der Engener Gegend der obere kalkige, braun verwitternde Komplex mit über 100 m Mächtigkeit.

Nach dem anstrengenden Tagwerk erfreute ein guter Abendschoppen und ein stolzer schöner Menschenschlag die Teilnehmer, die sich nun in zwei Partien trennten.

Exkursion in das Eruptivgebiet Hohentwiel—Krähen—Mägdeberg—Welschingen am 13. August

Vom Führer Herrn SCHNARRENBERGER.

Dieser Ausflug galt den Perlen des Hegaus, den Phonolithbergen. Auf dem Wege zum Twiel wurde kurz hinter der Stadt Singen die Aach überschritten, die mit imponierender Wassermasse dem Bodensee zu zieht.

Auf halber Höhe des Berges gab der Führer einen Überblick über die zu Füßen liegende glaziale Landschaft, in der die halbkreis- oder sichelförmig hintereinander liegenden Endmoränen des letzten Rückzuges sowie die Ebene von Singen am meisten auffallen.

Beim Soldatenfriedhof wurde die durch O. FRAAS klassisch gewordene Fundstelle für den gelben Natrolith besucht und dann der Gipfel bestiegen, auf dem sich ein schöner klarer Rundblick über die Gegend bot.

Nach kurzer petrographischer Charakteristik wurde der Bau der Gegend erklärt und ihr Zusammenhang mit den Eruptionen des Ingaus.

Nur zu bald für die meisten Mitglieder mußte von dem herrlichen Berg geschieden werden.

Der zurückgebliebene Stand der Erntearbeiten verbot leider die geplante Führung der Exkursion über die Höhe (Staufen — Mägdeberg). So erfolgte dann der Abstieg ins Aachtal. Nach kurzer Erfrischung am Bahnhof Schlatt, wo sich mehrere Teilnehmer trennten, wurde der Hohe Krähen bestiegen, dessen prächtige Felsnadel vom Twiel aus schon Bewunderung erregt hatte. Neben der Freude am Berg kam hier die Petrographie zu ihrem Rechte. Die verschiedenen Phonolithtypen Twiel, Krähen, Mägdeberg wurden mineralogisch charakterisiert. Beim Krähen ist die ziemlich randlich gelegene Ausbildung als Fleckenphonolith bemerkenswert. Dieser Typ läßt sich noch in den meilenweit entfernten Rißmoränen leicht erkennen.

Für das Alter der Phonolitheruptionen ist ein kleiner Materialbruch der Gemeinde Mühlhausen wichtig. Hier wechsellagern Kalkplatten vom Typ Öningen mit oft papierdünnen Tufflagen. Der reiche fossile Inhalt ist schon von O. FRAAS ausgebeutet worden. Im oberen Teil kommen Wellenfurchen vor. Die weite Verbreitung dieser Kalke und ihre Lage als Decke der ganzen Molasseformation haben die neuesten Arbeiten in der Gegend ergeben.

Hier schlug für viele die Scheidestunde. Ein starkes Dutzend folgte aber durch das Gebiet der flachen Tuffkuppen nach Weiterdingen und auf den Hohenstoffeln, wo man nach 4 Uhr anlangte.

Wie vielen wird der herrliche Rundblick noch einmal beschieden sein? Schon hörte man das Surren der Bohrhämmer von unten herauf, die dem Schönen ein Ende zu machen drohen. Die geologische Struktur der Gegend trat nochmals scharf hervor und ein kurzer Überblick über das Geschaute der letzten Tage gab die Zusammenhänge. Nach Norden zu deckte wieder der Hohenhöwen den Höwenegg.

Im neuen Steinbruch wurde das frische Material mit seinen Einschlüssen und Zeolithen geschlagen.

Die Schweizer Teilnehmer wandten sich nun ihrer Heimat zu, und drei Mann stark, A. SAUER, E. FISCHER und der Führer, gingen an die letzten Punkte des Programms in der Richtung auf Engen.

Die Basaltberge stecken „bis an den Hals“ in einem Tuffmantel und dieser in der Molasse. Das war beim Abstieg vom Stoffeln nach Weiterdingen hübsch zu beobachten. Die Drahtseilbahn vom Steinbruch nach dem Brechwerk hatte hübsche Aufschlüsse geschaffen. Für den Hohenhöwen war dasselbe Verhalten von Welschingen aus zu demonstrieren.

Der Moränenlandschaft der Welschingen-Depression mit der gewaltigen Endmoräne des Ertenhag und dem Zuge der Jungendmoränen von Anselfingen und Neuhausen galten die Schlußdiskussionen.

Rasch floß dann den Dreien der Weg unter den Füßen.

Exkursion in die Molasse am 13. August

Vom Führer Herrn DEECKE.

Gleichzeitig mit der Hegauexkursion führte Mittwoch, den 13. August, von Radolfzell aus Herr DEECKE eine kleine Zahl von Teilnehmern in das Molassegebiet von Überlingen. Von Ludwigshafen am See an wurde in den prächtigen Straßenaufschlüssen die oberoligocäne untere Molasse studiert, darüber im Weiherhofsteinbruch die mittlere marine Stufe mit ihrer brackischen Oberstufe. Eine kurze Unterbrechung im Profil verursachte das breite Bondorfer Tal. Jenseits desselben treten wieder Meeressande heraus, und in dem Hohlwege zum Kaienhofe kann man nun über diesen die mit alpinem Geröll erfüllten sandigen Süßwasserkalke, die höheren weißen Sande und den oberen Kalkhorizont der Süßwasser-

molasse erkennen. Eine Verwerfung schneidet den Rücken, und bis zur Höhe des Kaienhofes wiederholt sich die gesamte Schichtenserie. Oben wurde ein Überblick über die Molasselandschaft gewonnen; dann ging es hinab durch das ganze trefflich erschlossene Profil gegen Billafingen. In der unteren Molasse erregte ein schmales schlechtes Braunkohlenflötz noch vorübergehend die Aufmerksamkeit, ebenso auf dem Wege im Tale die karähnlichen Ausrutschungen. Nach einem einfachen Frühstück in dem genannten Orte fuhren die Teilnehmer auf einem Leiterwagen nach Überlingen, wo zum Schluß in der abgesunkenen Molasse die „Heidenlöcher“ mit Interesse angesehen wurden. Damit waren die Exkursionen programmmäßig erledigt.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 11. 1913.

Protokoll der Sitzung vom 5. November 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende begrüßt die Mitglieder zu Beginn des Wintersemesters und macht die Mitteilung vom Ableben der drei Mitglieder KINKELIN - Frankfurt, HAAS - Kiel, POTONIÉ-Berlin[1]) und widmet den Verstorbenen folgenden Nachruf:

Am 15. August d. Js. starb nach Vollendung des 77. Lebensjahres in Frankfurt a. M. Dr. GEORG FRIEDRICH KINKELIN.

Er war am 15. Juli 1836 in Lindau am Bodensee geboren, studierte hauptsächlich in München und wurde 1873 als Lehrer an die Elisabeth-Töchterschule nach Frankfurt a. M. berufen. In seiner Mußezeit widmete er sich mit großem Eifer naturwissenschaftlichen und vorwiegend geologischen Studien, angeregt durch seine beiden Freunde, den Landesgeologen KARL KOCH und Dr. OSKAR BOETTGER. Schon im Jahre 1873 trat er als Mitglied der SENCKENBERGschen Naturforschenden Gesellschaft bei und bekleidete in ihr von 1874—1885 das Amt des ersten Schriftführers. Zu seinem geologischen Forschungsgebiete erwählte er die nähere Umgebung Frankfurts und brachte eine vorzügliche Lokalsammlung zustande, die eine Zierde des SENCKENBERG-Museums bildet. Mit besonderer Vorliebe sammelte er die diluvialen Wirbeltiere von Mosbach und die pliozänen Pflanzenreste aus dem Mainzer Becken.

Seine zahlreichen Veröffentlichungen über das Diluvium und Tertiär der Frankfurter Umgegend finden sich größtenteils

[1]) Ein Nachruf auf Herrn POTONIÉ mit seinem Bildnis erscheint in einem der nächsten Berichte.

in den Berichten der SENCKENBERGschen Naturforschenden Gesellschaft, einige in den Abhandlungen zu den Berichten der Wetterauer Gesellschaft, in dem Jahrbuche des Nassauischen Vereins für Naturkunde, im „HUMBOLDT“ und im Jahrbuche der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Seine Sammlungen im SENCKENBERG-Museum hat er musterhaft geordnet. Er hielt dort vom Jahre 1883 ab Vorlesungen über die Geologie der Heimat und stelllte im Jahre 1888 in den alten Räumen des SENCKENBERGIANUMS eine geologisch-paläontologische Schausammlung auf. In uneigennütziger Weise widmete er sein Leben ganz seiner Wissenschaft. Unter rauher Außenseite barg er ein warmes Herz voll Treue und Zuverlässigkeit. Die Stadt Frankfurt verliert in ihm einen ihrer besten Gelehrten.

Am 2. September d. J. ist der ordentliche Honorarprofessor an der Kieler Universität, Geheimer Regierungsrat Dr. HIPPOLYT HAAS, auf der Durchreise in München an einem Gehirnschlag plötzlich verstorben.

HIPPOLYT JULIUS HAAS wurde am 5. November 1855 in Stuttgart als Sohn des dortigen Bankiers DAVID HAAS geboren und besuchte daselbst das Gymnasium, um dann seine Schulbildung bei den Herrenhutern in Lausanne zu vollenden. Er studierte in Heidelberg und Straßburg und habilitierte sich im Jahre 1883 an der Universität in Kiel als Privatdozent für Geologie und Paläontologie. Dort wurde er 1888 zum außerordentlichen Professor, 1905 zum ordentlichen Honorarprofessor ernannt und erhielt 1909 den Charakter als Geheimer Regierungsrat. Die Kaiserlich Leopoldinisch - Carolinische Deutsche Akademie der Naturforscher zu Halle a. d. S. ernannte ihn 1892 zu ihrem Mitgliede und in Anerkennung seiner wissenschaftlichen Verdienste wurde ihm 1904 der Rote Adler-Orden IV. Klasse verliehen. In der Novembersitzung des Jahres 1880 erfolgte auf den Vorschlag der Herren BENECKE, DAMES und SPEYER seine Aufnahme als Mitglied der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

HAAS war in erster Linie Paläontologe, aber er hat sich auch durch wissenschaftliche Untersuchungen auf dem Gebiete der Geologie und Petrographie betätigt und außerdem verschiedene allgemeinverständliche geologische Schriften herausgegeben.

Unter den paläontologischen Arbeiten verdienen diejenigen über die Jurabrachiopoden der Alpenländer, Elsaß-Lothringens und des schweizerischen Jura hervorgehoben zu werden:

H. HAAS und C. PETRI, Die Brachiopoden der Juraformation von Elsaß-Lothringen. (Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Bd. II, Heft II, Straßburg 1882.)

Beiträge zur Kenntnis der liasischen Brachiopodenfauna von Südtyrol und Venetien. Kiel 1884.

Etude monographique et critique des Brachiopodes Rhétians et Jurassiques des Alpes Vaudoises et des contrées environnantes. 1. partie. Brachiopodes rhétiens, hettangiens et sinémuriens. (Mém. Soc. Paléontolog. Suisse, vol. XI, 1885.)

Kritische Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna des schweizerischen Juragebirges und seiner angrenzenden Landesteile. (Abhandl. d. Schweizer paläontolog. Ges. Vol. XVI, 1889, I. Teil. Vol. XVII, 1890, II. Teil. Vol. XX, 1893, III. Teil.)

Auch über Tertiär-, Kreide- und im Diluvium gefundene ältere Fossilien Schleswig-Holsteins hat HAAS einige Mitteilungen veröffentlicht:

Über *Podocrates* und *Homarus* aus dem Mitteloligozän von Itzehoe. (Mitteil. a. d. mineralog. Institut d. Univ. Kiel. 1888. Bd. I.)

Verzeichnis der in den Kieler Sammlungen befindlichen fossilen Mollusken aus dem Rupeltone von Itzehoe nebst Beschreibung einiger neuer und einiger seltener Formen. (Ebendas. Bd. VII, 1888.)

Über einige seltene Fossilien aus dem Diluvium und der Kreide Schleswig-Holsteins. (Schriften d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein, Bd. VIII. Kiel 1891.)

Von den petrographischen Untersuchungen, die die Geschiebekunde Schleswig-Holsteins förderten, seien folgende Arbeiten erwähnt:

Über Geschiebe von Plagioklas-Augit-Gesteinen im holsteinischen Diluvium. (Neues Jahrb. f. Min. usw. 1883. I. Bd., S. 196—198.)

Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holsteins. 1. Über einige Gesteine der Diabas- und Balsalt-Familie im Diluvium Schleswig-Holsteins.

Ein besonderes Interesse wandte er den eiszeitlichen Bildungen seiner Provinz zu und legte seine Forschungen darüber in folgenden Schriften nieder:

Warum fließt die Eider in die Nordsee? Ein Beitrag zur Geographie und Geologie des schleswig-holsteinischen Landes. Kiel 1886.

Über Stauchungserscheinungen im Tertiär und Diluvium in der Umgebung von Itzehoe und über deren Beziehungen zur Kreideablagerung von Lägerdorf-Schinkel. (Mitteil. a. d. min. Inst. d. Univ. Kiel. 1888.)

Studien über die Entstehung der Föhrden (Buchten) an der Ostküste Schleswig-Holsteins, sowie der Seen und des Flußnetzes dieses Landes. 1. Die Entstehung der Kieler Föhrde, der Eckernförder Bucht und der Schlei. (Ebendas. Kiel 1888.)

Die geologische Bodenbeschaffenheit Schleswig-Holsteins mit besonderer Berücksichtigung der erratischen Bildungen. In ihren Grund-

zügen für die Gebildeten aller Stände gemeinfaßlich dargestellt. (Leipzig-Kiel 1889.)

Betrachtungen über die Art und Weise, wie die Geschiebemergel Norddeutschlands zur Ablagerung gelangt sind. (Mitteil. a. d. min. Inst. d. Univ. Kiel. Bd. I, H. 2, 1889.)

Über den Zusammenhang gewisser mariner, insbesondere der tertiären Bildungen, sowie der erratischen Ablagerungen Norddeutschlands und seiner angrenzenden Gebiete mit der säkularen Verwitterung des skandinavischen Festlandes. (Ebendas. Bd. I, H. 4, 1892.)

Mit besonderer Vorliebe wandte sich HAAS dem Studium der vulkanischen Erscheinungen zu. Er schrieb eine wissenschaftliche Arbeit

„Über die Solfatara von Pozzuoli" (Neues Jahrb. f. Min. 1907, Bd. II)

und gab mehrere allgemein verständliche Werke über Vulkanismus und das Gesamtgebiet der Geologie heraus.

Aus der Sturm- und Drangperiode der Erde. 3 Bde. Berlin 1894—1902.

Der Vulkan. (Berlin 1903. A. SCHALL.)

Unterirdische Gluten. Die Natur und das Wesen der Feuerberge im Lichte der neuesten Anschauungen für die Gebildeten aller Stände, in gemeinverständlicher Weise dargestellt. Berlin, 2. Aufl., 1912.

Vulkanische Gewalten. (1910. QUELLE u. MEYER.)

Was uns die Steine erzählen. Altes und Neues aus den Gebieten der Geologie und Geographie. Berlin 1912.

Deutsche Nordseeküste, Friesische Inseln und Helgoland. (Bielefeld 1900. VELHAGEN u. CLASING.)

Neapel und Sicilien. (Ebendas. 1911, 2. Aufl.)

Mit KRUMME, STOLTENBERG u. a. beteiligte er sich an der Herausgabe des illustrierten Werkes „Schleswig-Holstein meerumschlungen".

Von seinen namentlich für Studierende bestimmten Lehrbüchern sind einige in mehreren Auflagen erschienen.

Die Leitfossilien. Leipzig 1887, 8. Aufl.

Leitfaden der Geologie. Leipzig 1906, 8. Aufl.

Katechismus der Versteinerungskunde. Leipzig 1902, 2. Aufl.

Quellenkunde. Lehre von der Bildung und vom Vorkommen der Quellen und des Grundwassers. Leipzig 1895.

Er gab

„Wandtafeln für den Unterricht in der Geologie" Kiel 1894—1899

heraus und legte in den Hochschulnachrichten (Februar und März 1906) seine Ansichten über

„Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an Technischen Hochschulen und Universitäten“

nieder.

HAAS war Mitherausgeber des Archivs für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins und benachbarter Gebiete sowie Herausgeber der Zeitschrift „Gaea“.

Dichterisch hat er sich durch den Roman

„Der Bergmeister von Grund“ Berlin 1898, 2. Aufl.

und

„Japanische Erzählungen“ (Deutsche Bücherei)

betätigt.

Dem tüchtigen Gelehrten und vielseitig gebildeten Manne wird unsere Gesellschaft stets ein ehrendes Andenken bewahren.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen.

Als neues Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Die *Geologische Sammlung der Königl. Bergakademie* in Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, SCHEIBE und WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr **HARBORT** spricht über „Die Gliederung des Diluviums in Braunschweig“.

Zur Diskussion sprachen die Herren GRUPE, WAHNSCHAFFE, WERTH, KRAUSE, BEYSCHLAG, MESTWERDT, WEISSERMEL und der Vortragende.

Herr **FRITZ WIEGERS** sprach **Über das Alter des diluvialen Menschen in Deutschland.**

Unsere Kenntnisse über die Paläontologie des Menschen sind im langsamen Wachsen begriffen, sowohl die Kenntnis der Skelettreste wie die der diluvialen Werkzeuge, die von menschlicher Hand geformt sind. Obwohl letztere bisher hauptsächlich als prähistorische Arbeitsmaterie angesehen wurden — betreffen sie doch die Kultur des Menschen — so scheint mir doch immer deutlicher zu werden, daß die

Wissenschaft vom Diluvialmenschen mehr eine geologische als eine urgeschichtliche Disziplin ist.

Die richtige geologische Altersbestimmung der Fundschichten kommt in erster Linie als wichtigste Grundlage in Betracht. Die Geologie allein gibt uns Aufschluß über die Lebensbedingungen des Diluvialmenschen, die geographische Gestaltung Mitteleuropas zur Quartärzeit, über die Grenzen von Festland und Meer, über die damaligen großen Flüsse, über das Klima, die Tier- und Pflanzenwelt. Die Geologie lehrt uns die seitherigen Veränderungen in der Oberflächengestaltung des Landes erkennen und verstehen, sie erklärt uns die Entstehung der Fundschichten und warum wir z. B. hier einen alten Flußkies mit Acheuléen auf einer Berghöhe und 100 km weiter, an der Küste, denselben Flußkies mit der gleichen Industrie 10 m unter dem Meeresspiegel finden. Der Geologe (resp. der Paläontologe) bestimmt das Material der Stein- und Knochenwerkzeuge und seine Herkunft; das Holz, das der Diluvialmensch zum Brennen benutzt hat aus den kohligen Resten, die in den Aschenschichten erhalten geblieben sind; die Knochen der Tiere, deren Fleisch zur Nahrung, deren Fell zur Kleidung, deren Zähne zum Schmuck gedient haben, ebenso, wie die oft weit hergeholten, damals rezenten oder schon fossilen Muscheln und Schneckenschalen, die durchbohrt und aufgereiht zur Verzierung des Körpers oder der Kleidung benutzt wurden.

Der rein prähistorischen Betrachtung, die heute viel zu sehr im Vordergrunde steht, kommt dagegen die Betrachtung der Werkzeuge und Kunstgegenstände, die Technik ihrer Herstellung und ihre Verwendung zu. Wenn die Prähistorie auf Grund der sich verändernden Werkzeugtypen, Industrieperioden begründet hat, so ist diese Grundlage noch keineswegs in allen Fällen benutzbar. So schön die Industrien vom Chelléen bis zum Magdalénien und ihre technischen Erzeugnisse prähistorisch abgegrenzt sind, so ist doch vorläufig noch bei jedem neuen Funde in jedem einzelnen Falle von neuem die geologische Altersbestimmung der Fundschicht notwendig.

Wie in Europa in dem Jahrtausend v. Chr. Stein-, Bronce- und Eisenzeit nebeneinander vorkamen, so besteht auch die Möglichkeit, daß die paläolithischen Kulturen in den einzelnen Ländern Europas auch trotz, oder gerade wegen der langandauernden Perioden der Quartärzeit ein zeitlich verschiedenes Alter haben oder doch gelegentlich haben können. Ebenso ist es möglich, daß die gleiche Industrie in benachbarten Ländern gleichzeitig eine verschiedene Ausbildung hatte.

„Zuerst eine gute geologische Grundlage!" ist mithin eine Forderung, die mit Recht an jede diluvialprähistorische Abhandlung zu stellen ist, die bisher aber leider nicht immer erfüllt ward.

Auch in dem sonst ausgezeichneten Buche über „Die diluviale Vorzeit Deutschlands"[1] entspricht die von R. R. SCHMIDT gegebene diluviale Chronologie keineswegs den geologischen Anforderungen. Der deutsche Gelehrte folgt leider in der Grundlage seines Buches über Deutschlands diluviale Geschichte den Ansichten seiner französischen Freunde, die auf Grund einer, wie ich nachgewiesen habe, nicht den tatsächlichen Verhältnissen entsprechenden Gliederung des französischen Diluviums das Chelléen und Acheuléen in das letzte Interglazial verlegen und darauf, unter Ableugnung eines warmen Moustérien, das Jungpaläolithikum in der letzten Eiszeit folgen lassen.

Im Gegensatz zu SCHMIDT, OBERMAIER, BOULE u. a. habe ich im letzten Jahre mehrfach die Ansicht ausgesprochen[2], daß das Chelléen und Acheuléen in die vorletzte Zwischeneiszeit und vorletzte Eiszeit zu setzen seien. Das warme Moustérien der letzten Zwischeneiszeit und das kalte Moustérien aus dem Anfang der letzten Eiszeit bezeichnen wir wegen der langen Zeitdauer ihres Bestehens am besten als Mittelpaläolithikum, durch welches das Jungpaläolithikum der letzten Eiszeit von dem Altpaläolithikum getrennt wird. Diese Auffassung habe ich sowohl durch die Kenntnis des norddeutschen Diluviums wie auch durch das Studium der französischen Quartärablagerungen gewonnen. Bei der außerordentlichen Wichtigkeit, die gerade der Diluvialchronologie des Menschen zukommt, erscheint es mir daher notwendig, den Ausführungen SCHMIDTs entgegenzutreten in kritischer Betrachtung der von ihm beschriebenen Fundstätten.

I. Das Acheuléen.

1. Markkleeberg in Sachsen.

In den Kiesgruben bei dem Dorfe Markkleeberg (Sektion Liebertwolkwitz—Rötha der geologischen Karte des Königreichs Sachsen) sind seit einer Reihe von Jahren von dem

[1] Stuttgart 1912.

[2] FRITZ WIEGERS: Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen. Diese Zeitschr. 1912, Monatsber. — Die Gliederung des französischen Pliozäns und Pleistozäns. Diese Zeitschr. 1913, Abhandl. — Die diluvialen Kulturstätten des Vézèretales. Zeitschr. f. Ethnol. 1913.

Landesgeologen Dr. ETZOLD und später von dem derzeitigen Leipziger Museumsassistenten Dr. K. H. JAKOB Feuersteingeräte gefunden worden, über die letzterer 1911 in der Prähistorischen Zeitschrift[1] berichtet hat.

JAKOB gibt 1911 folgendes Profil:

0,40 m	Ackererde und sandiger Geschiebelehm
0,40 -	Grauer Sand
0,40 -	Braungelber Sand und Kies
0,60 -	Feiner lehmig-toniger Sand
0,70 -	Gelber Sand
0,30 -	Grauer scharfer Sand
0,60 -	Hellbrauner Kies mit schwarzen Adern, Mammutresten und Paläolithen
0,10 -	Feiner weißer Sand.

SCHMIDT fand 1912 in der Grube hinter der Markkleeberger Schule das nachfolgende Profil aufgeschlossen:

2,0—2,5 m	Geschiebelehm
0,5 -	Gebänderter Ton
2,0—2,5 -	Feiner lehmiger Sand
6,0 -	Jungdiluvialer Sand[2] mit feinen kurzen Kiesstreifen An der Basis gröbere Schotter.

Über die Feuersteinwerkzeuge sagt SCHMIDT (S. 98/99): „Die einzig sicheren Paläolithfunde, die aus norddeutschen Glazialschottern vorliegen, entstammen den Pleißeschottern, die in den Markkleeberger Kiesgruben bei Leipzig aufgeschlossen sind.“ —

„Der Gesamteindruck, Technik und Formengebung der Geräte spricht für ein relativ hohes Alter der Industrie, deren chronologische Zugehörigkeit wir kaum später als im Frühacheuléen zu suchen haben, vielleicht aber noch einem früheren Zeitalter zusprechen müssen.“

S. 260/261: „Für die interglaziale Stellung des frühen Paläolithikums ist auch die Station Markkleeberg bei Leipzig bemerkenswert, die vielleicht noch dem Chelléen, spätestens aber dem Frühacheuléen angehört. Sie liegt südlich des Endmoränenzuges von Taucha, in dem ich den südlichsten Vorstoß der letzten Eiszeit, der Würmvereisung, erblicke[3]). Das Markkleeberger Paläolithlager wurde somit auf dem Vereisungs-

[1]) K. H. JAKOB: Paläolithische Funde aus Leipzigs Umgebung. Prähist. Zeitschr. 1911.

[2]) Im Original nicht gesperrt.

[3]) Trotzdem reproduziert SCHMIDT ohne Kommentar die Urstromtalkarte von KEILHACK, auf der die Tauchaer Endmoräne als zur vorletzten Eiszeit gehörig angegeben ist.

gebiete der vorletzten Eiszeit errichtet. Die Zugehörigkeit dieser Station zur letzten Zwischeneiszeit (Riß-Würm-Interglazial) ist naheliegend. Die Geschiebelehmdecke, welche die paläolithische Fundschicht überlagert, verweist auf die letzte Eiszeit." —

Diese geologischen Ausführungen SCHMIDTs sind gänzlich unzutreffend, und es ist unverständlich, warum SCHMIDT die in der von ihm sogar zitierten Literatur niedergelegten und mit genügender Deutlichkeit bewiesenen Ergebnisse geologischer Forschung einfach unberücksichtigt läßt.

Die Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Sektion Liebertwolkwitz (2. Aufl. 1905) bezeichnen die von Geschiebelehm überlagerten Elster- und Pleißeschotter südlich von Leipzig schon als altdiluviale Flußschotter. Ferner sind die sehr eingehenden Untersuchungen von SIEGERT und WEISSERMEL[1]) zu dem Ergebnis gekommen, daß die letzte norddeutsche Eiszeit nicht sehr weit über Halle nach Süden hinausgegangen ist, und daß die Ablagerungen dieser letzten Eiszeit nur eine sehr geringe Mächtigkeit besitzen. Nach SIEGERT fehlt jeder Anhaltspunkt für die Entscheidung der Frage, „ob das Eis nach Süden hin bis über die heutige Elster-Luppeaue hinweggeschritten ist", d. h., es ist äußerst unwahrscheinlich, daß das letzte Eis über die Elster hinausgegangen ist. Auch WEISSERMEL kommt für das Gebiet von Landsberg und Dieskau zu dem Schluß, daß die Gletscher der dritten Eiszeit dieses Gebiet nur für kurze Zeit erreichten und es nur mit einem dünnen Schleier (bis zu 1 m Mächtigkeit) von lehmig-sandigem Material überzogen. Diese jungdiluvialen Ablagerungen sind, wie ich besonders hervorheben möchte, nicht von Löß bedeckt.

Im Gegensatz zu dem gering mächtigen jüngsten Diluvium nördlich der Elster sind die Pleißeschotter von Markkleeberg stellenweise von einem bis 2½ m mächtigen Geschiebelehm bedeckt, der im Nordostteil der Sektion bis über 20 m mächtig werden kann. Schon der Unterschied in der Mächtigkeit weist darauf hin, daß es sich hier südlich von Leipzig nicht mehr um Bildungen der letzten Eiszeit handeln kann; diese Schlußfolgerung wird gestützt durch die weiteren Tatsachen, daß der Geschiebelehm überall von Löß überlagert wird, dessen glaziales Alter heute allgemein anerkannt ist[2]), und daß der

[1]) L. SIEGERT und W. WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle a. d. S. und Weißenfels. Abh. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 60, Berlin 1911, S. 304 ff.

[2]) E. KAYSER: Lehrbuch der Geologie, 4. Aufl., 1913.

Geschiebelehm „an vielen Stellen des westlichen Sektionsgebietes durch eine vor die Entstehung des Lösses fallende Erosion sowohl in seiner horizontalen Verbreitung als auch in seiner Mächtigkeit reduziert wurde“[1]. Diese Denudationserscheinung ist dieselbe, die in der Provinz Sachsen von TH. SCHMIERER[2]) und mir[3]), in Schlesien von O. TIETZE[4]) beobachtet worden ist und uns dazu veranlaßt hat, den unter dem Löß lagernden Geschiebemergel der zweiten Vereisung zuzuschreiben.

Die Pleißeschotter von Markkleeberg, die, wie mehrfache Bohrungen ergaben, von Miozän unterlagert werden, gehen nach Westen über in die Elsterschotter; diese aber stellt SIEGERT mit Recht in das erste Interglazial, und es kann mithin, wenn wir alle angeführten Gründe zusammenfassen, keinem Zweifel mehr unterliegen, daß auch die **Markkleeberger Schotter mit dem älteren Acheuléen dem ersten Interglazial angehören.**

2. Achenheim im Elsaß.

Achenheim ist seit langem in der geologischen Literatur wegen seines Lößprofils bekannt; seit 1889 gilt es auch als paläolithische Fundstätte. Im oberen Teil des älteren Lösses, unterhalb dessen oberer Verlehmungszone[5]) ist ein Faustkeil gefunden worden, der nach SCHMIDT und WERNERT ein typischer Fäustel des jüngeren Acheuléens ist.

Die Fauna des Lösses ist nach KOKEN folgende:

Jüngerer Löß (mit Aurignacien): *El. primigenius, Rangifer tarandus, Equ. caballus, Rhin. tichorhinus.*

Basis des jüngeren Lösses (Moustiér-Horizont): *El. primigenius, Equ. caballus, Rhin. tichorhinus, Bos primigenius, Bison priscus, Cervus euryceros, Cervus elaphus, Rangifer tarandus, Ursus* sp., *Hyaena spelaea* (nach SCHUMACHER), *Canis vulpes, Arctomys marmotta, Arvicola amphibius, Arvicola* sp. *Spermophilus rufescens.*

[1]) Erläuterungen, Sektion Liebertwolkwitz. S. 25.

[2]) TH. SCHMIERER: Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf (Provinz Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1912. Berlin 1913.

[3]) F. WIEGERS: Die geologischen Grundlagen usw. Diese Zeitschr. Monatsber. 1912.

[4]) O. TIETZE: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1910. Berlin 1910.

[5]) Mitt. d. Geol. Landesanstalt von Elsaß Lothringen. Bd. VII, Heft 3. Straßburg 1911.

Älterer Löß (oberer Teil mit Acheuléen): *El. primigenius*, *Equ. caballus*, *Rhinoceros Merckii*, *Bos primigenius*, *Cervus euryceros*, *Capreolus caprea*, *Castor fiber*, ? *Arctomys marmotta*, *Sus scrofa ferus*, *Pelobates* sp.

Die Entstehung des älteren Lösses legt SCHMIDT aus stratigraphischen (weil er älter sei als die Niederterrasse) und paläontologischen Gründen in die letzte Zwischeneiszeit.

Den jüngeren Löß mit der arktoalpinen Fauna stellt auch SCHMIDT in die letzte Eiszeit, wenn auch erst in deren Ausgehendes. Nun setzt die Bildung des Lösses ganz bestimmte Bedingungen voraus: ein hauptsächlich trockenes Klima, starke Winde, ein vegetationsloses oder armes Land, das ausgeblasen, und ein mit, wenn auch spärlicher Vegetation bedecktes Land, das zugeweht wurde.

Diese Bedingungen waren während der letzten Vereisung gegeben. Daß dieselben Bedingungen sich schon in der vorangegangenen Zwischeneiszeit ergeben hätten, ist durchaus unwahrscheinlich und durch nichts bewiesen. Daß sich aber der ältere Löß analog dem jüngeren ebenfalls während einer Eiszeit gebildet habe, ist eine logische Forderung. Wenn die Fauna des älteren Lösses von der des jüngeren abweicht, so liegt darin kein Gegenbeweis, sondern die Notwendigkeit, nach den Gründen hierfür zu suchen. Nun ist zunächst zu bedenken, daß die Aufschlüsse im älteren Löß bedeutend spärlicher sind als die im jüngeren Löß, aus diesem Grunde auch die Funde fossiler Knochen bei weitem nicht so häufig sind als im jüngeren Löß. Tatsächlich hat die Fauna des älteren Lösses einen anderen Charakter, als SCHMIDT ihr gibt, wie aus der Arbeit von E. SCHUMACHER[1]) über „Die Fauna des Lösses von Achenheim, im besonderen über die Lager von Ziesel und Murmeltier" hervorgeht. SCHUMACHER erwähnt aus dem älteren Löß drei sehr wichtige Tiere, von denen KOKEN zwei nicht und eins mit Fragezeichen nennt: Renntier, Ziesel und Murmeltier. Das Renntier ist in Achenheim im älteren Löß allerdings nur in spärlichen Resten vorgekommen, etwa 5 m unterhalb der Grenze des jüngeren gegen den älteren Löß. Weitere Renntierreste sind im Löß von Hangenbieten in beträchtlicher Tiefe gemacht worden, so daß das Vorkommen von Renntier im älteren Löß damit sicher nachgewiesen ist.

Zieselreste (*Spermophilus rufescens*) sind im älteren Löß ebenfalls nur spärlich gefunden, während sie im jüngeren Löß ziemlich häufiger sind: SCHUMACHER erhielt aus der HURST-schen Grube Knochen, die $3^1/_2$ m unter der Unterkante des

Laimens gefunden worden waren. „Es kann fraglich erscheinen, ob die im älteren Löß beobachteten Zieselreste nicht von Tieren herrühren, welche sich aus dem jüngeren durch die Oberfläche des älteren Lösses hindurch in diesen eingegraben haben.“ Es ist zum mindesten aber ebenso wahrscheinlich, daß die Zieselreste primär im älteren Löß lagern.

Noch weniger Zweifel können hinsichtlich des Murmeltiers bestehen (nach HAGMANN ein Kollektivtypus zu *Arctomys marmotta* und *bobac*), dessen Reste 5—7 m unter der Grenze des jüngeren und älteren Lösses gefunden wurden, zusammen mit Biber, Hirsch und Hyäne. Diese letzteren sprechen nicht gegen ein kaltes Klima, denn im französischen Aurignacien der Dordogne kommt Biber neben dem Moschusochsen vor, sie setzen also keineswegs ein gemäßigt wärmeres Klima voraus, wie SCHMIDT annimmt.

Die größte Vorsicht ist aber dem Funde von *Rhinoceros Merckii* gegenüber angebracht, das SCHMIDTs Hauptstütze für ein interglaziales Alter des Lösses wird. MERCKisches Nashorn und Renntier haben sich bisher noch an keiner Stelle primär zusammengefunden. Wo ihre Reste beieinander lagen, ließ sich auch die nachträgliche Zusammenschwemmung nachweisen. Der Fund in Achenheim würde also ein Novum bedeuten, wenn nicht hier ebenfalls die sekundäre Lagerung höchstwahrscheinlich oder gar sicher wäre. Es fehlt in der KOKENschen Faunenliste leider jede Angabe, welcher Skelettrest des Nashorns und in welcher Schicht und Tiefe er gefunden ist; Angaben der Fundumstände, die wohl notwendig gewesen wären bei den wichtigen Schlüssen, die daraus gezogen sind. Wir brauchen uns aber nur die außerordentliche Umlagerungsfähigkeit des Lösses vorzustellen, der heute noch nach heftigen Regengüssen oft in großen Mengen von einer Stelle zur anderen transportiert wird, um einzusehen, daß bei einer solchen Umlagerung während der Zwischeneiszeit leicht der Knochen eines zwischeneiszeitlichen Tieres eingelagert werden kann. Dem Funde von *Rhinoceros Merckii* messe ich daher keinerlei Bedeutung bei. Im Gegenteil stimmt die Fauna des älteren Lösses so gut mit der des französischen und österreichischen Jungpaläolithikums, die zahlreich im jüngeren Löß der letzten Eiszeit liegt, daß sie mich in der Auffassung der glazialen, rißeiszeitlichen Entstehung des älteren Lösses nur bestärkt.

Den Faustkeil von Achenheim halte ich auch für Spätacheuléen, er stimmt in seiner Technik ganz überein z. B. mit dem Acheuléen von Le Moustier, untere Grotte (dem

Fundort des *Homo Mousteriensis* HAUSERI), das ich mit der Rißeiszeit parallelisierte [1]).

3. Sablon (Montigny) bei Metz.

Von großer Wichtigkeit ist für SCHMIDT ferner ein mandelförmiger Faustkeil, den nach ihm im Jahre 1882 der Abbé FRIREN 1 m tief in den diluvialen Sanden bei Sablon gefunden hat. Nach der mir zugänglichen Literatur [2]) ist der Keil nicht bei Sablon, sondern bei dem allerdings benachbarten Montigny gefunden worden.

1890. M. F. BARTHÉLEMY: un outil acheuléen, trouvé à un mètre de profondeur dans les alluvions de la Moselle, près de Montigny-les-Metz; 1901. Abbé PAULUS: une trouvaille importante faite déjà en 1882 dans les alluvions de la Moselle à Montigny-les-Metz par un géologue éminent, Mr. le Chanoine FRIREN. Cette hache du type de St. Acheul. . . . gisait à un mètre de profondeur dans le diluvium rouge sableux, qui représente la couche supérieure des alluvions étalées au confluent de la Moselle et de la Seille; dans des couches, où, à diverses reprises, l'on a trouvé de nombreux débris de *l'Eléphas primigenius* et de *Rhinoceros tichorhinus*".)

Indessen, Montigny und Sablon liegen auf derselben Terrasse, die nach SCHUMACHER [3]) den mittleren Diluvialsanden (Hochterrassensanden) des Elsaß entsprechen soll.

SCHMIDT sagt über den Faustkeil: „Nicht nur aus typologischen, sondern auch aus geologischen Gründen müssen wir dieses Gerät einer älteren Epoche zuschreiben als die Acheulfunde aus dem älteren Löß von Achenheim. . . . Wenn wir von einzelnen zweifelhaften und atypischen Fundstücken aus dem norddeutschen Diluvium absehen, so besitzen wir in dem Funde von Sablon das älteste, bisher in Deutschland bekannte Dokument altsteinzeitlicher Kultur, die wir also nur bis in das Alt-Acheuléen zurückführen können."

Das Diluvium der Mosel ist leider noch nicht in seiner ganzen Ausdehnung durch die geologische Landesaufnahme untersucht worden. Es liegen aber die Resultate einer zu-

---

[1]) Geologische Grundlagen, S. 605.

[2]) ABBÉ PAULUS: Correspbl. d. Deutsch. Ges. f. Anthr. 1901. S. 57. — BARTHÉLEMY: Outil acheuléen dans les alluvions de la moselle. Séance du 11. aout 1890. Assoc. franc. p. l'av. d. Seances. Congrès de Limoger. Paris 1890.

[3]) C. SCHUMACHER: Über das erste Auftreten des Menschen im Elsaß. Mitt. d. philomath. Ges. in Els.-Lothr. 1907.

sammenfassenden Untersuchung von A. LEPPLA vor, die im Jahrbuch der Landesanstalt für 1910 veröffentlicht sind. (Bd. 31, Teil 2, Seite 343—376).

Außer den höheren Terrassen von 100—210 m, die den Deckenschottern der beiden ersten Vereisungen entsprechen dürften, ziehen sich unterhalb der rißeiszeitlichen Stirnmoränen von Noir Gueux oberhalb Eloyes drei Terrassen moselabwärts, die von Eloyes bis Koblenz mit Unterbrechungen in annähernd gleicher Höhenlage verlaufen.

Die höhere dieser Terrassen überragt das Moselbett um 30—35 m, die mittlere um 30 m, die tiefste um 8—10 m. Die letzteren beiden faßt LEPPLA als Untere Terrassengruppe zusammen und stellt sie in die Würmeiszeit, da sie mit der jüngsten Vereisung in den Quellflußtälern der Mosel in Verbindung stehen.

Die Terrasse von Montigny-Sablon erhebt sich nun 20 bis 23 m über der Mosel, und man könnte im Zweifel sein, in welche Eiszeit sie zu stellen ist. Nur das ist wohl sicher, daß es sich um eine fluvioglaziale Aufschüttung handelt und nicht um eine interglaziale, wie SCHMIDT, ohne irgendeinen Beweis dafür anzugeben, annimmt. Die Terrassen stehen, wie erwähnt, mit Moränen in direkter Beziehung, und die bisher gefundene Fauna, bestehend aus *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus*, spricht eher für kälteres als für das gemäßigte Klima der Zwischeneiszeit.

Ist das Alter der Sablonterrasse nun würmeiszeitlich, wofür die Höhenlage am meisten spricht, so hat der Acheuléenkeil keinerlei stratigraphische Bedeutung, da er dann auf sekundärer Lagerstätte liegen würde. Vielleicht ist es dann überhaupt kein Acheulkeil, sondern ein Faustkeil des letzteiszeitlichen Moustérien, in welcher Industrie Faustkeile vereinzelt immer noch vorkommen. Gehört die Terrasse aber in die Rißeiszeit, so gibt der Faustkeil einen weiteren Beweis für das rißeiszeitliche Alter des jüngeren Acheuléen.

Die drei hauptsächlichen Beweise SCHMIDTs für ein letztinterglaziales Acheuléen in Deutschland halten also der geologischen Kritik nicht stand und kehren sich in das Gegenteil um: sie beweisen, daß das ältere Acheuléen bereits im vorletzten Interglazial (zweite Hälfte) und das jüngere in der Rißeiszeit vorhanden war.

4. Die Lindentaler Hyänenhöhle.

Einen Teil der Steinwerkzeuge, die in dieser 1874 entdeckten und von K. TH. LIEBE beschriebenen Höhle gefunden

sind, habe ich 1909[1]) als Acheuléen bezeichnet. SCHMIDT stellt das sicher diluviale Alter des einen Fäustels in Frage, behauptet von dem anderen Stück, es sei ein „typisches Camppignienbeil“, und ist der Ansicht, daß die überwiegende Mehrzahl der Steingeräte typisch frühneolitische Formen aufweise. Da diese zum Teil in beträchtlicher Tiefe gefunden sind, so äußert er starke Bedenken gegen die von LIEBE ausdrücklich und wiederholt betonte ungestörte Lagerung der Schichten. Diese Auffassung SCHMIDTs, sowohl des früh-

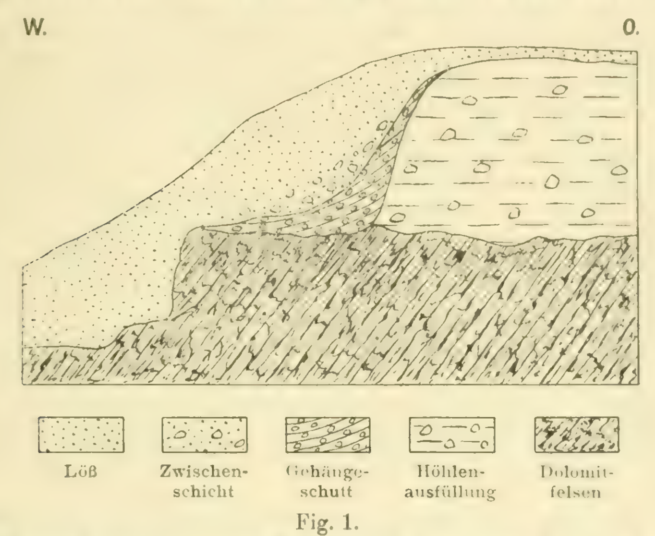


Fig. 1.
Profil durch die Lindentaler Hyänenhöhle, nach einer Skizze und der Beschreibung LIEBEs.

neolithischen Charakters oder Werkzeuge wie der in neolithischer oder noch jüngerer Zeit erfolgten Umlagerung der Schichten, kann ich nicht teilen.

Der Zechstein fällt bei Gera terrassenförmig zur Elster ab; auf die eine solche — von LIEBE als Hauptterrasse bezeichnete — Terrasse mündete, eine O—W-verlaufende „Spaltenhöhle“, die bis 2½ m breit, 15 m tief in den Felsen hineinging und 7 m hoch war.

Diese Spalte war ausgefüllt mit Dolomitgrus und kleinen Dolomitbrocken, in denen nur wenige und gering mächtige

---

[1]) F. WIEGERS: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands. Prähistor. Zeitschr., Bd. 1, 1909.

lehmige oder Quarzsandnester und einzelne abgerollte Quarze und Lydite, außerdem aber eine Menge Knochen, Knochensplitter und Knochenklein eingebettet waren.

Auf der Terrasse unterschied LIEBE drei Schichten: zu unterst eine „von einzelnen kleinen Dolomitgrus- und Lehmschmitzen durchsetzte Lage von Dolomitbrocken, welche dem Dolomitfelsen auflagert und regelmäßig ostwärts nach der früheren Felswand im Rücken der Terrassen zu mächtiger wird und zuletzt an der Wand emporsteigt. Darüber liegt eine vermittelnde Formation, bestehend aus nesterartigen kleinen Lagen von gelblichem und rötlichem Dolomitgrus, dunklem braunen Lehm, weißer Knochenerde (?) und grauen Dolomitbrocken“. Zu oberst folgt ungeschichteter Lößlehm. Das Profil besteht danach aus normalem Gehängeschutt, überlagert von einem am Grunde (LIEBEs Zwischenschicht) stark mit Dolomitbrocken vermischtem Löß.

Soweit aus LIEBEs Angaben der Faunenliste zu ersehen ist, waren in der nach oben offenen Spaltenhöhle die Knochen der oberen Schichten durch Auslaugung und Verwitterung stärker mitgenommen als in den unteren Schichten, worin ebenfalls ein Beweis für die ungestörte Lagerung zu erblicken ist. Dafür spricht ferner die z. T. schichtweise Häufung der Knochen, die in dem Gehängeschutt auf der Terrasse hauptsächlich in einem Niveau lagen, das sich nur wenig über die Platte der Terrasse erhob, also in den untersten Schichten. Ferner waren in der Zwischenschicht die Knochen wieder sehr zahlreich.

Von besonderem Interesse sind die Tiere, die ein eiszeitliches Klima andeuten: *Cervus tarandus* ist häufig auf der Terrasse in der Zwischenschicht und im Löß, sehr spärlich in der Höhle; *Arvicola gregalis*, *Myodes lemnus* und *M. torquatus* sind häufig in den obersten Partien der Höhlenausfüllung und besonders im mittleren und höheren Niveau auf der Terrasse, und zwar fast ausschließlich in dem der Felswand zu allernächst liegenden Dolomitschutt. *Arctomys marmotta*, mehrere Skelette von offenbar im Bau verendeten Tieren lagen „meist etwas höher als in den tiefsten Schichten“. Die Murmeltiere legen ihre Baue bekanntlich ziemlich tief unter der Oberfläche an; das Lager des Alpenmurmeltieres liegt oft 8—10 m, das des Bobaks bis 14 m von der Eingangsöffnung entfernt.

Der untere innere Teil des Gehängeschuttes wie der Höhlenausfüllung (ca. 2—2½ m) **ist danach frei von nordischen Beimengungen und demnach wahr-**

scheinlich vor der letzten Vereisung entstanden, wobei es gleichgültig und auch nicht mehr zu entscheiden ist, ob die Ausfüllung während der letzten Zwischeneiszeit oder schon früher begonnen hat. Typische Tiere des Interglazials sind nicht vorhanden.

Mit dem Beginn der letzten Eiszeit setzte sich zunächst die Bildung des Gehängeschuttes noch fort, bis sie durch die Lößbildung beendet wurde. Gleichzeitig wurde die obere Hälfte der Höhlenspalte ausgefüllt.

In der mittleren Höhe der Kluftausfüllung, bis 4½ m tief, fanden sich mehrfach abgebrochene (abgeschnittene?) Röhrenknochen mit geglätteten Bruchstellen. Von den Renntierstangen im Löß, meistens Abwurfstangen, waren fast immer die Enden abgeschlagen. Steinwerkzeuge lagen teils im Gehängeschutt, teils in der Zwischenschicht und im Löß, seltener in der Höhle selbst. Die Artefakte gehören zweifellos zwei verschiedenen paläolithischen Perioden an; die beiden früher von mir abgebildeten Faustkeile rechne ich auch heute noch dem Acheuléen zu aber ich muß meine frühere Auffassung, die das Acheuléen in die letzte Zwischeneiszeit versetzte und für diese Fundstätte eine primäre Lagerung annahm, dahin abändern, daß ich für diese beiden Artefakte allerdings eine sekundäre Lagerstätte für wahrscheinlich halte. Der eine Faustkeil lag nach LIEBE am Rand der oberen Terrasse, wo der Lehm auf dem Dolomitschutt aufliegt, in gleicher Schicht mit Hyäne und Renntier. Das zerbrochene Faustkeilstück lag in der Zwischenschicht. Da beide Werkzeuge auf keinen Fall jungpaläolithisch sein können, so liegt die Wahrscheinlichkeit nahe, daß sie ursprünglich auf dem Plateau gelegen haben und während der letzten Eiszeit in den Gehängeschutt hineingeschwemmt worden sind. Derartige Vorkommnisse sind in Frankreich keine Seltenheit, wo häufig Acheuléenfunde heute noch ebenso auf den Plateaus wie in gelegentlichen Aufschlüssen im Gehängeschutt gemacht werden.

Wesentlich jünger sind die übrigen Steinwerkzeuge, die ich früher für Aurignacien hielt. Auf Grund der vielen bearbeiteten Knochen, der geschnittenen Geweihstücke von *Cervus elaphus* und *Cervus tarandus*, sowie der erst vor 3 Jahren unter dem alten Fundmateriale von Herrn Rektor AUERBACH[1]) auf einem Stück Renntiergeweih entdeckten und

[1]) A. AUERBACH: Die Knochenzeichnung eines Hasen aus der Lindentaler Hyänenhöhle bei Gera. Korrespondenzblätter des Allgem. ärztlichen Vereins von Thüringen. 1910.

beschriebenen Zeichnung eines Hasen glaube ich diese Werkzeuge mit einiger Wahrscheinlichkeit in das Magdalénien stellen zu dürfen.

Es ist nicht leicht, aus den LIEBEschen Veröffentlichungen ein genaues Bild der Fundschichten in der Lindentaler Hyänenhöhle zu gewinnen, denn vor 35 Jahren wurde vieles wenig beachtet, das uns heute von höchster Wichtigkeit für die richtige Beurteilung ist. Auf keinen Fall aber liegt auch nur der geringste Grund zu der Annahme vor, daß die über 7 m mächtigen Schichten in der Höhle und auf der Terrasse in alluvialer Zeit so durcheinander gestürzt seien, daß das oberste zu unterst kommen konnte.

5. Hundisburg.

Am rechten Ufer des kleinen Beverflüßchens sind in der Parkkiesgrube zu Hundisburg unter Löß und Geschiebemergel der vorletzten Vereisung Schotter und Sande aufgeschlossen, deren Ablagerung in die zweite Hälfte der vorletzten Zwischeneiszeit fällt.

In den interglazialen Schichten sind in den letzten 8 Jahren gelegentlich Artefakte gefunden worden, die ich zur Acheuléen-Industrie gestellt habe, nämlich:

1. ein Faustkeil ähnlicher Schaber,
2. mehrere große blattförmige Absplisse mit Schlagkegel, Narbe, konzentrischen Ringen usw.
3. eine Reihe atypischer, aber sorgfältig retuschierter Stücke, die nicht im Schotter, sondern darunter in gesteinsfreien mittelkörnigen Sanden lagen.

Besonders dem Faustkeil — aber auch den anderen Stücken — versucht SCHMIDT nun die Artefaktnatur abzusprechen. Der Keil ist ihm zu klein, solche Miniaturstücke kämen selbst unter sehr großen paläolithischen Fundserien höchst selten oder wie z. B. unter den Faustkeilen von St. Acheul überhaupt nicht vor. Letzteres stimmt, aber in der Dordogne habe ich Acheulkeile gesehen, die noch kleiner waren. Den Maßen von Hundisburg (6,0 : 3,3 : 1,5 cm) setze ich die eines kleinen Acheulkeiles von La Rochette entgegen (4,1 : 2,9 : 0,7 cm).

Zudem ist die Größe der Artefakte wohl keine so wesentliche Frage. Die volle Mandelgestalt hat der Keil allerdings nicht gehabt, wie ich 1909 angenommen hatte. Er ist nicht ringsum retuschiert, sondern besitzt auf der einen Seite einen ursprünglich stumpfen Rücken, auf der entgegengesetzten Seite eine schneidende Kante, man könnte ihn richtig als einen

Faustkeilschaber bezeichnen, wie ich ihn denn zuerst auch einen „facettierten Schaber[1]) genannt habe. Auf der „exakten zeichnerischen Wiedergabe des Stückes" (Fig. 2) nehmen wir wahr, daß die Flächenaussplitterungen durchaus auf intentionelle Bearbeitung zurückzuführen sind. Ganz deutlich ist zu erkennen, wie von den Kanten aus parallel verlaufende Splitter abgeschlagen sind; an den Kanten sind zudem die kleinen Aussplitterungen oder Splitterbrüche erkenntlich, die so leicht entstehen, wenn Stein auf Stein geschlagen wird.




Fig. 2.
Faustkeilschaber von Hundisburg.

Man kann sagen, daß das Stück nicht die höchste Kunstleistung des Acheulmenschen darstellt, sondern nur ein geringeres Geschick in der Steinbearbeitung verrät; niemals aber kann die Behauptung SCHMIDTs zu Recht bestehen, daß das Stück „durch natürliche Pressung in den Grundmoränen" entstanden, daß es ein „Trümmerprodukt", ein „Pseudoeolith" sei. Derartige Gebilde wie dieser Keil oder Keilschaber, diese Absplitterungen von den Kanten aus können niemals durch natürliche Pressung entstehen, sonst würden solche Pseudoartefakte wohl zu Hunderten in jeder Kiesgrube zu finden sein, was aber nicht der Fall ist. Der H u n d i s b u r g e r F a u s t k e i l i s t e i n **z w e i f e l l o s e s A r t e f a k t a u s d e r z w e i t e n H ä l f t e d e r v o r-**

[1]) F. WIEGERS: Neue Funde paläolithischer Artefakte. Zeitschr. f. Ethnol. 1907, S. 723 ff.

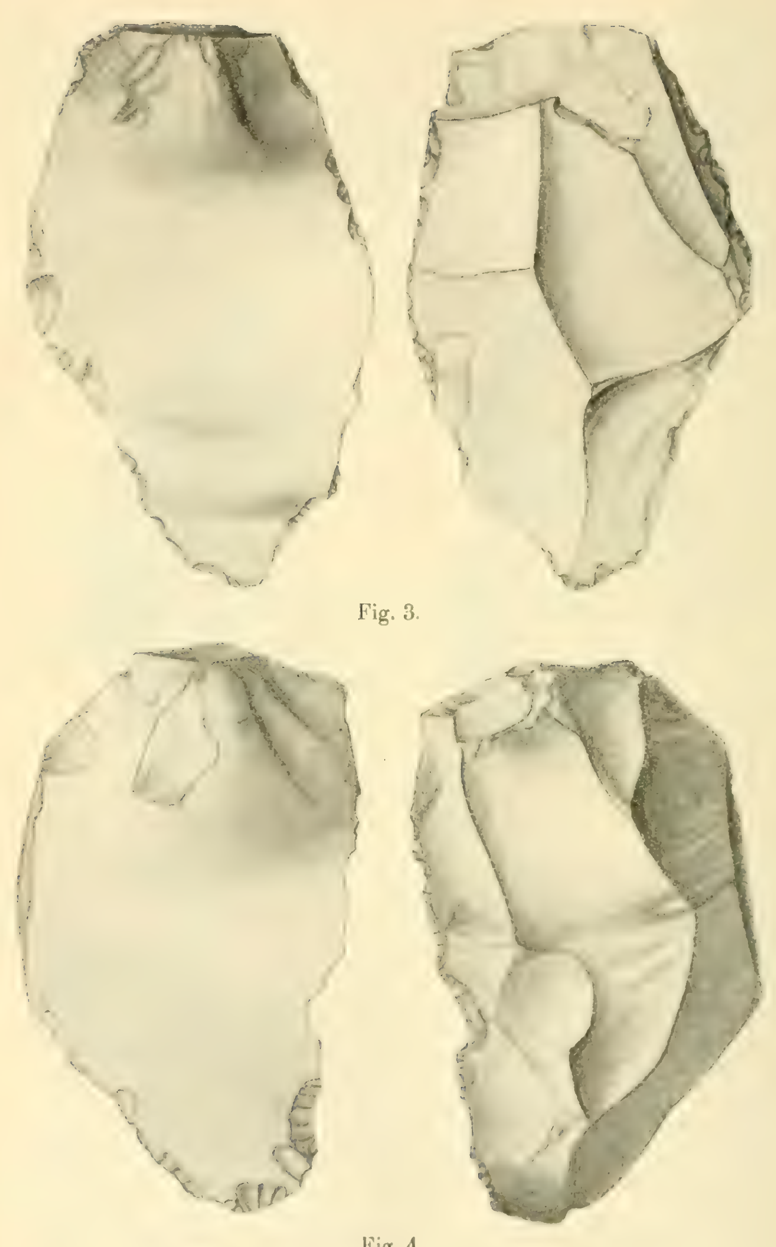


Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 3 und 4. Schaber von Hundisburg.

letzten Zwischeneiszeit, während der in Frankreich die Acheuléen-Industrie herrschte. Besonders wegen dieser zeitlichen Übereinstimmung halte ich die Industrie von Hundisburg für deutsches Acheuléen.

Von den blattförmigen Absplissen, von denen ich drei früher abgebildet habe, will SCHMIDT einem Stück „die Merkmale der intentionellen Entstehung nicht absprechen", die übrigen Silices stehen aber „in ihrer Artefaktähnlichkeit noch weit hinter den beschriebenen Stücken zurück". Das ist ein großer Irrtum von SCHMIDT, der übrigens meine Funde nie gesehen hat.

Die blattförmigen Absplisse (Fig. 3 und 4) zeigen einen übereinstimmenden Charakter, sie zeigen die typischen technischen Merkmale des intentionellen Abschlages: Schlagfläche, Schlagkegel, Schlagnarbe und Wellenringe. Es sind keine ringsum bearbeiteten Werkzeuge, aber es sind absichtlich abgeschlagene Klingen, von denen diese oder jene als Schaber vorübergehend gebraucht sein mag. Trotzdem kann man mit ihnen ein Hundisburger Acheuléen rechtfertigen, was SCHMIDT bestreitet.

Ich weise darauf hin, daß das Werkzeuginventar des Acheuléens ja nicht nur aus Faustkeilen besteht, oder das des Moustériens nur aus Schabern und Handspitzen. Diese „Typen" sind nur die durch Formvollendung sich von den übrigen abhebenden und durch die stete Wiederkehr in einer Industrie zu charakteristischen Leittypen gewordenen Werkzeuge. Sie haben dadurch dieselbe Bedeutung wie die Leitfossilien, die für einen bestimmten geologischen Horizont die typischen Tiere sind unter hundert wechselnden Arten. Gleich letzteren kommen auch neben den „Leitartefakten" viele andere und meist unvollkommen gestaltete Werkzeuge vor, die oft auch in oder trotz ihrer Unvollkommenheit charakterisch sind. Man hat sie bisher nur viel zu wenig beachtet.

In dem oben erwähnten Acheuléen von Le Moustier (untere Grotte) im Vézèretal habe ich in kurzer Zeit eine Menge einfacher blattförmiger Abschläge gesammelt, die ich in dieser Form im Jungpaläolithikum nur selten beobachten konnte. Diese Blattklingen waren teilweise unbenutzt, meistens hatten sie benutzte und retuschierte Kanten (Fig. 5 u. 6). Diese einfachen (primitiven) Schaber des Acheuléens zeigen eine geradezu überraschende Übereinstimmung mit den gleichen blattklingenförmigen Werkzeugen von Hundisburg, so daß an deren Artefaktnatur kein Zweifel bestehen kann.

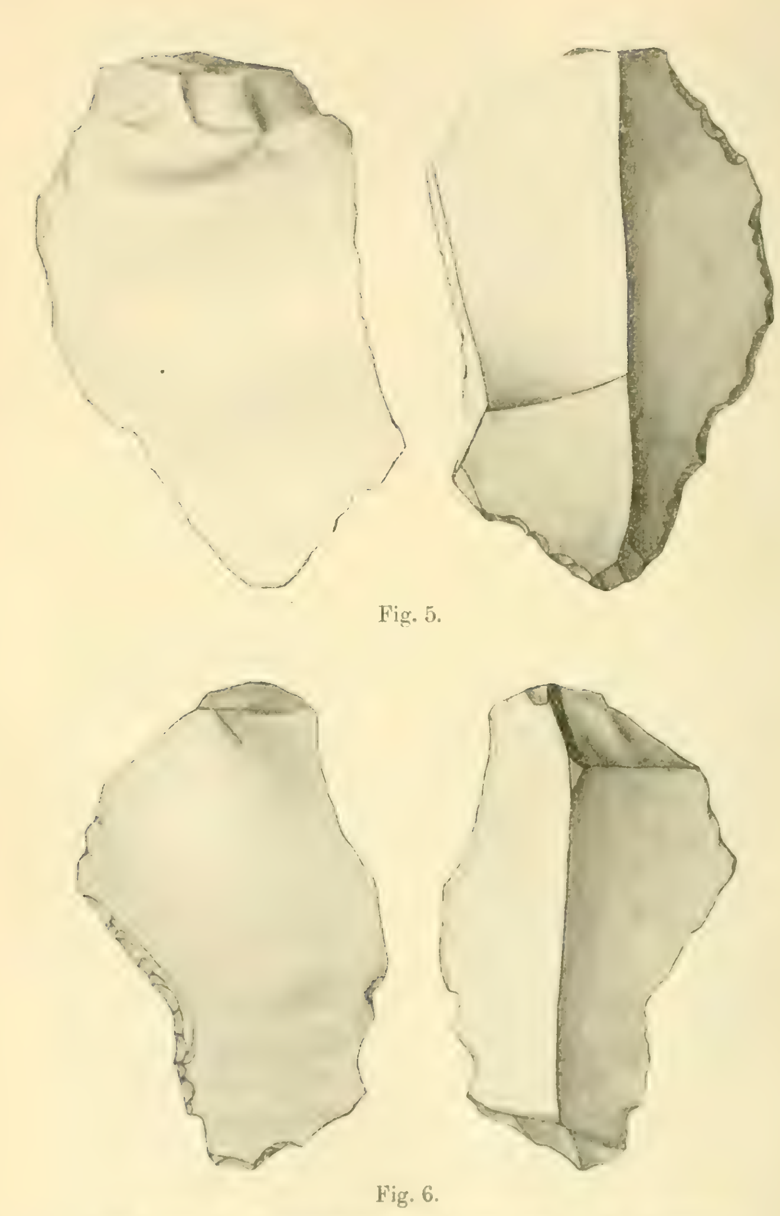


Fig. 5.

Fig. 6.

Fig. 5 und 6. Schaber aus dem Acheuléen von Le Moustier (Untere Grotte).

Die atypischen, aber gut retuschierten Werkzeuge endlich (Fig. 7, 8 und 9), von denen ich einen Klingenschaber und zwei Hohlschaber abbilde, haben zusammen mit unversehrten dünnschaligen Schnecken im Liegenden des eigentlichen Schotters in einem mittelkörnigen Sande gelegen, der durch sein feines Korn jede Druckbeschädigung des Feuersteins ausschließt. Auch hier ist die Retuschierung durch Menschenhand absolut sicher.

Das zusammenfassende Urteil über Hundisburg muß also lauten: In einer Flußablagerung aus der vorletzten Zwischen-

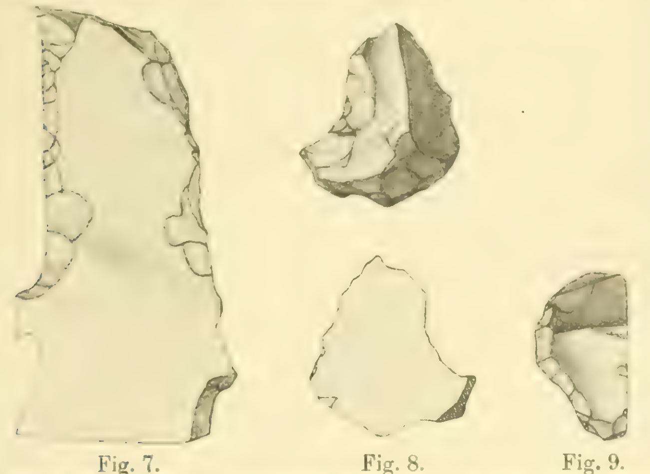


Fig. 7. Fig. 8. Fig. 9.

Fig. 7—9. Klingenschaber und Hohlschaber von Hundisburg.

eiszeit kommen neben Knochen von *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorinus* und *Equus caballus* Werkzeuge des Menschen vor. Diese sind teils atypisch, aber gut retuschiert, teils blattförmige Absplisse von derselben Form, wie sie im Acheuleen von Le Moustier vorkommt, und ein Faustkeil (oder Keilschaber). Das Alter der Ablagerung von Hundisburg entspricht den Pleißekiesen vom Markkleeberg mit der an guten Stücken ebenfalls armen Acheuléen-Industrie und dem älteren französischen Acheuleen.

II. Das Moustérien.

In der Chronologie von SCHMIDT ist kein Platz für ein warmes (e. g. s.) Mousterien der letzten Zwischeneiszeit. Er sagt darüber S. 261: „Das älteste Mousterien Frankreichs

unterscheidet sich faunistisch noch nicht so erheblich von dem Spätacheuléen wie die späteren Moustérienkulturen. Möglicherweise setzt die Entwicklung des Moustérien in einzelnen Teilen Frankreichs noch während der Schlußphase des letzten Interglazials . . . ein". . . . Auch die Erosionserscheinungen in dem Moustérienniveau, die Verlehmung an der Oberfläche des älteren Lösses, deuten wie bei Achenheim „auf eine klimatische Änderung und Vermehrung der Niederschläge bzw. der Flußwasser; man kann ungefähr auf die Höhe der letzten Vereisung einstellen."[1]) Hauptsächlich in wärmeren Gebieten Frankreichs, aber auch in Nordfrankreich tritt im Moustérien neben der *Primigenius*-Fauna noch die *Antiquus*-Fauna auf; ein Zeichen, daß der alte Stamm noch nicht erloschen, aber während der Eiszeit seine Posten in Mitteleuropa aufgegeben und sich mehr nach dem wärmeren Süden und Südwesten zurückgezogen hatte. Die Laufenschwankung mag ein nochmaliges Vorrücken der *Antiquus*-Fauna bis nach Nordfrankreich begünstigt haben. Wo ein „warmes Moustérien" in Mitteleuropa angenommen wurde, lag lediglich eine Verwechslung mit einem typenarmen Acheuléen (Ehringsdorf, Krapina) vor. Keine Moustérienstation Deutschlands reicht bis in das letzte Interglazial zurück."

Diese Sätze sind leicht als unrichtig zu widerlegen.

Unter dem ältesten Moustérien versteht SCHMIDT ohne Zweifel das Moustérien mit der *Antiquus*-Fauna, das ich in die letzte Zwischeneiszeit setze. Die Fauna dieses Moustériens, das bei Mentone, Villefranche-sur-Saône und Montières bei Amiens gefunden worden ist, enthält *Elephas Antiquus*, *Rhinoceros Merckii* und *Hippopotamus major*. Die Acheuléenbevölkerung zwischen Toulouse und den Pyrenäen aber lebte nach OBERMAIER[2]) zusammen mit Renn, Mammut und wollharrigem Nashorn. Das jüngere Acheuléen von Le Moustier enthält *Ursus spelaeus*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus*, *Elephas primigenius*; das obere Acheuléen von Amiens nach Commont[3]): *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus*.

Im Gegensatz zu SCHMIDT erblicke ich in diesen Faunen einen ganz erheblichen Unterschied, nämlich den starken Unterschied der rißeiszeitlichen Glazialfauna zu der Riß-Würm-Interglazialfauna. —

[1]) Citat SCHMIDTS nach KOKEN, S. 198.

[2]) H. OBERMAIER: Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Arch. f. Anthr. 1906.

[3]) V. COMMONT: Comparaison des limons Belges et étrangers. Annales d. l. Soc. géol. de Belgique. 1912.

Die Verlehmung an der Oberfläche des älteren Lösses in Achenheim deutet allerdings auf eine Änderung des Klimas und Vermehrung der Niederschläge hin, aber beides trat nicht während der letzten Eiszeit, sondern während der letzten Zwischeneiszeit ein. Es ist in der Literatur[1]) eigentlich genügend darauf hingewiesen worden, daß die Eiszeit ebenso wie die Lößbildung ein trockenes, kontinentales Klima, die Zwischeneiszeit dagegen ein ozeanisches, feuchtes Klima gehabt hat. Sehr überzeugend hat O. TIETZE[2]) ausgeführt, wie mit dem Schwinden des Inlandeises das Meer in großen Buchten tief in den ehemaligen Eiskontinent eindrang und so die Ausbreitung des ozeanischen Klimas förderte und der Bildung des Lösses ein Ende machte; daß die höchste Entwicklung der Fauna und Flora der Interglazialzeiten mit dem weitesten Vorstoß ozeanischen Klimas ins Innere des europäischen Kontinents zusammenfiel. Die Verlehmung des älteren Lösses in Achenheim ist ein Vorgang, der sich während der letzten Zwischeneiszeit abspielte, aber nicht „auf der Höhe der letzten Vereisung". Die Verlehmungszone bedeutet die starke Diskordanz, den großen zeitlichen Unterschied zwischen älterem und jüngerem Löß. —

Ganz unverständlich ist der folgende Satz SCHMIDTs: „Hauptsächlich in wärmeren Gebieten Frankreichs, aber auch in Nordfrankreich tritt im Moustérien neben der *Primigenius*-Fauna noch die *Antiquus*-Fauna auf usw. (siehe S . . .)." Zu welcher Zeit soll denn der Süden und Südwesten Frankreichs wärmer gewesen sein als der Norden? Als die *Antiquus*- und *Hippopotamus*-Fauna von Mentone bis Amiens verbreitet war, ist das Klima in ganz Frankreich wohl annähernd gleichmäßig warm gewesen. Sodann treten die beiden Faunen nicht neben, sondern stets über- oder untereinander auf, wie z. B. bei Amiens, wo das *Antiquus*-Moustérien im Flußschotter, das *Primigenius*-Moustérien im Löß liegt. Die Behauptung SCHMIDTs, daß die geringfügige Laufenschwankung, während der in den Alpen die Schneegrenze angeblich um ca. 200 m nach oben stieg, zur Folge gehabt habe, daß in Nordfrankreich die *Antiquus*-Fauna wieder aus dem Süden einwanderte, ist einfach nicht diskutierbar. Die Laufenschwankung als solche ist nur auf der Nordseite der Alpen nachgewiesen, während es auf der Süd- und Ostseite der Alpen nicht mit Sicherheit

[1]) A. PENCK und E. BRUCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter S. 673 u. a.

[2]) O. TIETZE: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jahrb. d. Geol. Landes-Anstalt für 1910. I. Berlin 1910. S. 287

möglich war. Dadurch aber ist PENCK[1]) selbst in Zweifel gekommen, ob die Schotter, die auf der Nordseite der Alpen auf die Laufen- oder Achenschwankung schließen ließen, die PENCK mit zwei verschiedenen Gletschervorstößen in Zusammenhang gebracht, nicht doch auf einen einzigen Gletschervorstoß zurückzuführen seien. Danach muß die Laufenschwankung vorläufig noch als hypothetisch angesehen werden. Auf keinen Fall aber konnte sie solche klimatisch-faunistischen Wirkungen über Frankreich zur Folge haben, wie SCHMIDT es ihr zuschreibt. Mittel- und Nordfrankreich sind überhaupt nicht von der alpinen, sondern von der nordeuropäischen Eiszeit beeinflußt worden. Das zeigt am besten die folgende Erscheinung, die mit den SCHMIDTschen Auffassungen gar nicht in Einklang zu bringen ist. Während der Aurignacienzeit, die SCHMIDT mit der Achenschwankung parallelisiert, lebte in Frankreich von Norden bis an das Mittelländische Meer, ja bis nach Nordspanien hinein eine subarktische Tierwelt. Das Renn findet sich in Mentone und der spanischen Provinz Santander, der Moschusochse, Lemming, Schneehase in der Dordogne. *Elephas Antiquus* und *Rhinoceros Merckii* aber sind aus Frankreich verschwunden.

Dabei lag während der Achenschwankung in den Alpen die Schneegrenze noch 300 m höher als während der Laufenschwankung und trotzdem die subarktische Fauna in ganz Frankreich! Diese Tatsache beweist wohl hinreichend, daß die Besiedelung Mitteleuropas mit der *Antiquus*-Fauna während der hypothetischen Laufenschwankung eine unbeweisbare Behauptung ist.

Nach SCHMIDT müßte das Moustérien von oben nach unten folgenden Faunenwechsel zeigen:

Moustérien	4	*Primigenius*-Fauna	Würm-Eiszeit II
„	3	*Antiquus*-Fauna	Laufenschwankung
„	2	*Primigenius*-Fauna	Würm-Eiszeit I
„	1	*Antiquus*-Fauna	Spät-Interglazial.

In Wirklichkeit ist bisher nur die Überlagerung zweier Moustérienfaunen beobachtet worden:

Oberes Moustérien mit *Primigenius*-Fauna,
Unteres Moustérien mit *Antiquus*-Fauna,

wie es am besten das Profil durch die Sommeterrassen veranschaulicht, das in dieser Zeitschrift 1913, S. 411, wiedergegeben ist.

---

[1]) a. a. O. S. 1166

COMMONT hat das obere (kalte) Moustérien mit der *Primigenius*-Fauna und Renn in den unteren Schichten des jüngeren Lösses gefunden, das untere (warme) Moustérien mit der *Antiquus*-Fauna nur in den Schottern der den jüngeren Löß unterlagernden dritten Terrasse.

Es ist an dem warmen Moustérien der letzten Zwischeneiszeit nicht mehr zu zweifeln, und wenn SCHMIDT von einer Verwechslung mit einem typenarmen Acheuléen bei Ehringsdorf und Krapina spricht, so ist das ein bedauerlicher Irrtum auf seiner Seite.

6. Ehringsdorf.

Die Ilmtravertine gliedert SCHMIDT nach WÜST und unterscheidet zwei Waldphasen, getrennt durch eine Steppenphase, die Bildungszeit des Parisers, den beide als Löß auffassen. Bereits MENZEL[1]) hat 1912 aus der Conchylien-Fauna des Kalktuffs nachgewiesen, daß es sich bei dem Pariser weder um eine Steppenphase mit kontinentalem Klima, noch um verkalkten Löß handeln könne. Ich selbst habe mich überzeugt, daß der Pariser an einigen Stellen ein normaler Kalktuff, an anderen aber ein mehr oder weniger fetter, aus Wasser abgesetzter Ton ist, der, nach oben zunehmend sehr zahlreiche, Lößkindel ähnliche Kalkkonkretionen enthält, deren Menge so groß werden kann, daß sie gesteinsbildend auftreten. In ihrem Innern enthalten sie oft noch Tonsubstanz. Von primärem oder verändertem Lößmaterial ist nichts in dem Pariser zu entdecken[2]).

In den Kalktuffen unter dem Pariser sind nun in den letzten Jahren eine ganze Reihe schöner Artefakte gefunden worden, die einen ausgeprägten Moustériencharakter tragen, vornehmlich Schaber und Handspitzen. Daneben traten auch einige andere Typen auf, so z. B. ein kegelförmiger Kratzer, ein Klingenkratzer, ein diskusähnliches Werkzeug. Faustkeile fehlen. Es ist ein Inventar, das ziemlich an La Micoque erinnert, das ich im Gegensatz zu den französischen Prähistorikern für warmes Mousterien[3]) erklärt habe. Wenn SCHMIDT die guten typischen Moustérienstücke von Ehringsdorf den weniger typischen Begleitwerkzeugen nachsetzt und auf Grund der *Antiquus*-Fauna das gesamte Inventar als Acheuléen proklamiert, so handelt er lediglich unter dem Zwange seiner

[1]) H. MENZEL: Zur Chronologie des Paläolithikums der Gegend von Weimar. Diese Zeitschrift Monatsber. 1912, S. 607.

[2]) Vergl. auch L. SIEGERT: Über den Pariser der Travertine von Taubach. Diese Zeitschr. Bd. 64. 1912. Monatsber. S. 576.

[3]) F. WIEGERS: Geologische Grundlagen, S. 602.

nicht richtigen — Chronologie. Allerdings werden ähnliche Werkzeuge wie die Ehringsdorfer auch heute noch in Frankreich für Acheuléen gehalten, wenn sie mit der *Antiquus*-Fauna verbunden sind, aber völlig zu Unrecht und ebenfalls nur unter dem Zwange des Systems. Ein wirklich charakteristisches echtes Acheuléen enthält niemals die Moustiertypen ohne Faustkeile wie die Ilmtravertine.

Ich unterschreibe völlig die Ansicht PENCKs, nach der Taubach-Ehringsdorf als ein typisches deutsches interglaziales Moustérien aufzufassen ist.

Demselben Moustérien gehört auch Krapina an und ebenso

7. das Wildkirchli am Säntis.

Diese, am Ostabsturz der Ebenalp (1684 m) zwischen 1477 und 1500 m Höhe gelegene Höhle durch E. BÄCHLER[1]) ausgegraben, ergab ein reichhaltiges Gerätinventar, das von allen Prähistorikern einstimmig als Moustérien bestimmt worden ist. Die von EBERHARD FRAAS untersuchte Fauna besteht aus: *Ursus spelaeus* (über 99 Proz. aller Funde), *Felis leo* var. *spelaea*, *Felis pardus* var. *spelaea*, *Cuon alpinus*, *Canis lupus*, *Meles taxus(h)*, *Mustela martes(h)*, *Capra ibex*, *Capella rupicapra*, *Cervus elaphus(h)*, *Arctomys marmotta*, *Lutra vulgaris* (? ein Eckzahn), *Pyrrhocorax alpinus*. *Arvicoliden*. Das ist eine alpine Waldfauna, der jeder arktische Einschlag fehlt, denn weder das Renntier, noch Schneehase oder Lemming sind vorhanden.

BÄCHLER und PENCK[2]) haben dargetan, daß die Ebenalp als Nunatak aus den umgebenden Eismassen des alten Rheintalgletschers herausragte, und daß die Höhle während der letzten Eiszeit schlechthin unzugänglich war, da sie sich mit Eis gefüllt hat, das denn auch jede Schichtenbildung während dieser Zeit verhinderte. Gegen eine Besiedelung in der Postglazialzeit sprechen vor allem die Fauna und die Werkzeuge, so daß nur die von BÄCHLER und PENCK angenommene letzte Interglazialzeit für die Bewohnung der Höhle in Betracht kommt. Es ist diese Annahme die natürliche Lösung der Frage, die völlig im Einklang steht mit meiner Aufstellung des letztinterglazialen warmen Moustériens.

Die Kritik, die SCHMIDT-KOKEN im Interesse des Systems am Wildkirchli üben, ist denn auch in keiner Weise stich-

[1]) E. BÄCHLER: Die prähistorische Kulturstätte in der Wildkirchli-Ebenalphöhle. Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. in St. Gallen 1906.
[2]) A. PENCK u. E. BRÜCKNER: A. E. A., S. 1173 ff.

haltig. Die Wildkirchli-Fauna sei keine echte Interglazial-Fauna und stehe im Gegensatz zu der des Heppenlochs, in der sich *Rhinoceros Merckii* befindet. Dieses Tier ist natürlich nicht am Säntis zu erwarten; aber für die Höhe der Ebenalp ist die jeder arktischen Form entbehrende Fauna eben die Interglazial-Fauna. Würde sie der berühmten „Laufenschwankung" angehören, mit der SCHMIDT viele der ihm unbequemen Fragen zu lösen versucht, so würde ihre Zusammensetzung eine ganz andere, nämlich eine arkto-alpine sein. Das Wildkirchli ist nach SCHMIDT-KOKEN ein ungelöstes Problem, wie alle Moustérienfundorte mit Interglazial-Fauna für viele Prähistoriker problematisch sind, die auf die französische Diluvialchronologie schwören.

Das Ergebnis dieser Ausführungen ist also, daß die SCHMIDTsche Diluvialchronologie im großen und ganzen nur für die letzte Eiszeit und die Kulturen vom oberen (kalten) Moustérien bis zum Magdalénien Gültigkeit hat. Für das ältere Paläolithikum erweist die kritische geologische Betrachtung der deutschen Fundstätten (Markkleeberg, Hundisburg, Achenheim, Taubach-Ehringsdorf u. a.) die Unrichtigkeit der SCHMIDTschen Chronologie und bestätigt die von mir aufgestellte Gliederung:

Chelléen und unteres Acheuléen: vorletzte Zwischeneiszeit.
Oberes Acheuléen: vorletzte (Riß)Eiszeit.
Unteres (warmes) Moustérien: letzte Zwischeneiszeit.

Bezüglich der zeitlichen Gliederung des Jungpaläolithikums im einzelnen kann ich SCHMIDT ebenfalls nicht beipflichten, da m. E. die geologische Bedeutung der Nagetierschichten stark von ihm überschätzt wird. Im Sirgenstein lag über dem Moustérien (0,15 bis 0,20 m) die sog. „Untere Nagetier-*Myodes obensis*-Schicht" (0,08—0,12 m), darüber folgte in der Mächtigkeit von 0,70 bis 0,80 m Aurignacien und Solutréen und zu oberst das Magdalénien mit der sog. „Oberen Nagetier-*Myodes torquatus*-und *Lagomys pusillus*-Schicht" (0,40 m).

Wenn aus diesem Profil der Schluß gezogen wird, daß die untere Nagetierschicht „den kältesten Klimastand in unseren Diluvialprofilen" registriere, so dürfte diese Annahme doch wohl nicht hinreichend bewiesen sein. Die kleinen Nager sind nicht die einzigen arktischen Tiere; der Moschusochse ist z. B. ein zum mindesten ebenso charakteristischer Bewohner der arktischen Tundra, und dieses Tier ist im Aurignacien nicht selten und ist nach Süden bis in die Dordogne verbreitet gewesen. Andererseits war das Klima zur Zeit des Bühlstadiums, das für gleichaltrig mit der oberen Nagetierschicht erachtet

wird, ganz bedeutend günstiger als während der eigentlichen Würmeiszeit; lag die Grenze des ewigen Schnees im Bühlstadium doch 300 m höher als während des Maximums der Würmeiszeit. Ich möchte die Gründe für die Entstehung der Nagetierschichten daher in anderen als in klimatischen Ursachen suchen. Zunächst ist es wesentlich, daß sich die Lemminge in allen Kulturschichten der letzten Eiszeit vorfinden, freilich in wechselnder Häufigkeit. An den offenen Fundstellen, im Löß, sind sie niemals sehr zahlreich; nur in den Höhlen Sirgenstein, Wildscheuer, Schweizersbild sind sie in solchen Mengen gefunden worden, daß man von Nagetierschichten sprechen kann. In Thiede liegt keine ausgesprochene Nagetierschicht vor.

Von Wichtigkeit ist ferner die Tatsache, daß die Nagetierschichten entweder unter (Wildscheuer) oder zwischen (Sirgenstein) artefaktführenden Schichten liegen und selbst frei von menschlichen Werkzeugen sind oder daß die Nager in den unteren oder oberen Partien einer Kulturschicht vorkommen (Hohlefels bei Hütten). In diesen Fällen ist die Annahme berechtigt, daß die Knochen durch Eulen oder Raubtiere in die Höhlen gekommen sind, als diese gar nicht oder nur spärlich besiedelt waren. Es muß schließlich noch bedacht werden, daß die Lemminge zu gewissen Zeiten in riesiger Zahl große Wanderungen unternehmen und Gegenden völlig überschwemmen, bis sie zu Hunderttausenden an Hunger und Krankheit eingegangen und die Überlebenden wieder abgewandert sind. Das gehäufte Vorkommen von Lemmingen in Höhlen und Felsspalten scheint daher nicht mit Ursachen zusammenzuhängen, die mit Höhepunkten der Vereisung in Verbindung stehen, und ich kann mich daher nicht den Schlußfolgerungen SCHMIDTs anschließen, daß das mit der unteren Nagetierschicht am Sirgenstein abschließende Moustérien mit der eigentlichen Würmeiszeit zusammenfalle, das Aurignacien und Solutréen aber mit der wärmeren Achenschwankung. Eine so weit gehende Parallelisierung ist besonders so lange als verfrüht zu bezeichnen, als der geologische Nachweis der Achenschwankung selbst auf der Nordseite der Alpen noch keineswegs absolut sicher zu führen ist, in Norddeutschland und Frankreich bis jetzt aber überhaupt nicht.

Auf der Klimakurve, die SCHMIDT auf S. 266 gibt, nimmt die Achenschwankung (Aurignacien und Solutréen) zeitlich ungefähr nur den dritten Teil der Würmeiszeit s. str. (Moustérien) ein. Die Mächtigkeit der Aurignacien- und Solutréenschichten in Höhlen, unter vorspringenden Felsen (*abris sous roche*)

wie im Löß ist in der Tat aber mindestens dreimal so groß wie die der Moustérienschichten, und da die Fauna in allen Schichten arktoalpin bleibt, so halte ich es für wahrscheinlich, **daß das kalte Moustérien nur in den Anfang der eigentlichen Würmvereisung zu legen ist, höchstens in die erste Hälfte, das Aurignacien und Solutréen aber in die Zeit von der Mitte der Würmvereisung bis an den Anfang des Bühlvorstoßes.** Eine genauere Parallelisierung halte ich zurzeit noch nicht für möglich.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. HENNIG. BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

28. Stratigraphie und Bau der argentinischen Kordillere zwischen dem Rio Grande und Rio Diamante.

Von Herrn H. GERTH (Bonn).

Buenos Aires, im Mai 1913.

In der Kontroverse UHLIG-BURCKHARDT[1]) über die Beziehungen der Ammonitenfauna des andinen Reichs haben die Formen der Ablagerungen des Kimmeridge, Tithon und Neocom in der argentinischen Kordillere eine große Rolle gespielt. Durch BEHRENDSEN[2]), STEUER[3]), BURCKHARDT[4]), HAUPT[5]) und DOUVILLÉ[6]) ist aus diesen Schichten eine mannigfaltige Fauna beschrieben worden, aber die Lagerungsverhältnisse der Fossilien waren an Ort und Stelle noch nicht genau untersucht und klargestellt. Im Auftrage der argentinischen Regierung habe ich nun das Stück der Kordillere zwischen dem Rio Diamante und dem Rio Grande untersucht, in dem die meisten der früher ausgebeuteten Fundpunkte liegen. Bei dem Interesse, das diese Ablagerungen beanspruchen, auch in betreff

[1]) BURCKHARDT, C.: Bemerkungen über die russisch-borealen Typen im Oberjura Mexikos und Südamerikas. — Schlußwort zur Diskussion über die russisch-borealen Typen. — Zentralbl. Min. 1911.
UHLIG, V.: Über die sogenannten borealen Typen des südandinen Reichs. Zentralbl. Min. 1911. Die marinen Reiche des Juras und der Unterkreide. Mitteil. Geol. Gesellschaft Wien 1911.

[2]) Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Kordillere. Zeitschrift Deutsch. Geol. Gesellschaft 1892.

[3]) Argentinische Jura-Ablagerungen. Pal. Abhandl. DAMES und KAYSER 1897.

[4]) Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Kordillere. Paläontogr. 1903/04.

[5]) Beiträge zur Fauna des oberen Malm und der unteren Kreide in der argentinischen Kordillere. N. Jahrb. Min. 1907, Beil. Bd. XXIII.

[6]) Céphalopodes Argentins. Mém. Soc. géol. de France. Paléontologie. Paris 1910.

der kürzlich von DACQUÉ[1]) wieder angeschnittenen Frage nach der Existenz eines pazifischen Kontinents im jüngeren Mesozoicum, möchte ich meine stratigraphischen Resultate schon jetzt hier vorläufig mitteilen. Sie bringen in die vertikale Verbreitung der beschriebenen Arten etwas Klarheit, zeigen aber auch, daß bei dem heutigen Zustande unserer Ammonitensystematik der Paläontologe, der, ohne die Lagerung zu kennen, allein aus seinen Bestimmungen Rückschlüsse auf das Alter der Schichten macht, leicht zu Ergebnissen kommt, die von den tatsächlichen Verhältnissen nicht unerheblich abweichen.

Die ältesten Bildungen, die in diesem Teil der Kordillere zutage treten, sind bunte Porphyre und eng mit ihnen verknüpfter Granit; an Stelle des letzteren treten im Osten rote Quarzporphyre und Quarzporphyrtuffe, deren Decken auch am Aufbau der vorgelagerten Sierra Pintada beteiligt sind.

Auf der unregelmäßigen Oberfläche dieser Formationen liegt in der Kordillere allgemein das Transgressionskonglomerat des Lias. Die Litoralfacies am Rande des Gebirges besteht aus Sandsteinen und Konglomeraten, die in Senken des Untergrundes, wie am Atuel, eine bedeutende Mächtigkeit erreichen. Sie führen dort zunächst Pflanzenreste und einige mittelliasische, marine Versteinerungen (*Amaltheus*, *Spiriferina*, *Vola alata*), schließlich aber eine überall verbreitete oberliasische Fauna mit *Harpoceras subplanatum*, *Hildoceras commense*, *Pseudomonotis substriata*[2]). Die sandige Facies geht lokal in eine kalkige und dann weiter im Westen ganz allgemein in eine eruptive, aus mächtigen, gebankten Porphyrittuffen aufgebaute über.

Der Dogger beginnt mit dunklen Harpoceratenschiefern mit *Posidonomya alpina*, sie enthalten die von BURCKHARDT vom C^o Puchen und Santa Elena beschriebenen Ammonitenformen. Über diesem Horizont sind stellenweise Kalkbänke mit Stephanoceras entwickelt, dann folgt ein mächtiger Komplex, der aus sandigen Mergelschiefern und Sandkalken besteht, in denen man nur selten ein kaum bestimmbares Sphaeroceras findet. Im Südosten am Rio Diamante werden diese Schichten durch graue sandige Kalke voll Gryphaea calceola vertreten, und gegen Westen gehen sie zunächst in

[1]) Die Stratigraphie des marinen Juras an den Rändern des pazifischen Ozeans. Geol. Rundschau 1911.

[2]) Ich stütze mich hier und im folgenden auf die älteren Bestimmungen, vor allem BURCKHARDTS, da ich mein Fossilmaterial bisjetzt nur vorläufig durchgesehen habe.

bunte, sandige Mergelschiefer, dann in Porphyritarkose und schließlich in Porphyritkonglomerate über.

Auch die Sedimente des Bathonien, die ebenso wie die des Callovien und tiefsten Malms den Ostrand des Gebirges nicht erreichen, weisen wieder facielle Unterschiede auf. Am weitesten östlich finden wir Kalke mit Korallen und Echinodermenresten, die von brecciösem Dolomit überlagert werden. Im Innern des Gebirges treten Kalkschiefer und splittrige Kalke mit schlecht erhaltenen Ammoniten auf, und im Westen schließlich grüne Tuffsandsteine mit Kalklinsen, die BURCKHARDT *Macrocephalites Vergarensis* geliefert haben.

In der ganzen Region folgen über den eben geschilderten Bildungen mächtige Gipsmassen. Am Atuel sind den Gipsen Kalkschiefer mit Ammonitenabdrücken und hellen Sandsteinen eingeschaltet. Der ganze Komplex dürfte in diesem Teil der Kordillere das Callovien vertreten.

Auf den Gipsen liegen im Osten unmittelbar die roten oder grünen Sandsteine des Malms, denen sich gegen Westen immer mehr Tuffmaterial und Porphyritkonglomerate beigesellen. In den zentralen Teilen des Gebirges sind an der Basis der Sandsteine stellenweise Mergel und Kalke entwickelt; hierhin gehören wahrscheinlich die Schichten von Santa Elena mit *Peltoceras* und *Aspidoceras*, die BURCKHARDT ins Oxford stellte.

Nun folgt eine neue Transgression mariner Sedimente, die mit Konglomeraten beginnt, aber bald kalkig mergeligen Schichten Platz macht, welche die bekannte reich gegliederte Tithon-Neocomfauna einschließen.

Oberes Kimmeridge — tiefstes Tithon. An der Basis des Komplexes tritt ein 3—4 m mächtiger Horizont hervor, der aus Mergelschiefern, bituminösem, schiefrigem Kalk besteht und oben mit einer Lage großer Kalkgeoden abschließt. Während sich unten nur schlecht erhaltene Perisphincten und Zweischaler (Aucellen?) finden, enthalten die höheren Lagen, besonders die Geoden, die von BURCKHARDT beschriebene Perisphincten-Virgatitenfauna [1]). Mit einer auffallenden faunistischen und petrographischen Gleichförmigkeit läßt sich diese

[1]) Die Streitfrage, ob die andinen Formen echte Virgatiten oder zu der mediterranen Gattung Virgatosphinctes zu stellen sind, wird die Bearbeitung meiner umfangreichen Aufsammlungen, sowie des Materials, das Dr. WINDHAUSEN am Co. Loteno in Neuquen sammelte, wohl entscheiden lassen. Die von DOUVILLÉ als *Simbirskites* vom Co Loteno beschriebenen und ins höhere Neocom gestellten Arten sind, wie UHLIG vollkommen richtig vermutete, andine Virgatiten aus dem Kimmeridge-Tithon.

Stufe von Neuquen bis zum Aconcagua durch die argentinische Kordillere verfolgen. — Zone des *Perisphinctes* aff. *pseudolictor*, *choicensis*, *Virgatites andesensis* (cf. *scythicus*).

Tithon. In dem darüber folgenden Geodenmergel treffen wir eine vollkommen veränderte Fauna. Die Kalkknollen sind oft ganz erfüllt mit den glatten, als *Neumayria* und *Haploceras* beschriebenen Ammoniten. Daneben finden sich stark bewehrte Aspidoceraten und kleine, vielfach variierende Perisphincten (aff *pseudocolubrinus* u. *colubrinoides*). Den oberen Teil der Stufe nehmen gebänderte fossilarme Mergelschiefer ein. — Zone der *Neumayria Zitteli* und des *Aspidoceras Steinmanni*.

Berriasien. In einen mächtigen Komplex dunkler Mergelschiefer sind zahlreiche Kalkbänke und Geodenlagen eingeschaltet, die eine mannigfaltige Fauna enthalten: zu ihr gehören fast alle die von Steuer als *Reineckia* und *Odontoceras* beschriebenen Arten. An der Basis liegen Bänke, die voll sind von jenen stark variierenden, primitiven Hoplitenformen aus der Gruppe des *H. Köllickeri* und *Mendozanus*. Daneben finden sich zahlreiche Berriasella-, aber auch schon typische Neocomites-Arten (*N. Kaiseri* St.) — Zone des *Hoplites Köllickeri* —. Es folgen die Zonen der *Berriasella calistoides*, des *Steuroceras (Odontoceras) Koeneni*, in der sich zum ersten Male ein *Spiticeras* einstellt, und endlich schließt die Abteilung mit einer Kalkbank ab, die gewöhnlich ganz erfüllt ist mit *Berriasella fraudans* St.

Valangien. Hier vollzieht sich ein Wechsel in den Ablagerungen: an Stelle der schwarzen, grau verwitternden Kalke und Mergel treten hellere Kalke und Kalkschiefer, die im Terrain mehr hervortreten. In den tiefsten Kalkbänken und großen, linsenförmigen Geoden treffen wir eine Invasion von *Spiticeras*-Arten, unter denen namentlich *Spiticeras Damesi* allgemein verbreitet ist: daneben kommen *Acanthodiscus*- und *Neocomites*-Formen vor. Für die höher liegenden plattigen Kalke ist *Neocomites transgrediens* St., der dem *N. neocomiensis* d'Orb. sehr nahe steht, charakteristisch. Im Osten schalten sich über der Transgredienszone Exogyrakalke ein, und die tieferen Schichten des Valangien werden am Rande des Gebirges durch eine litorale Facies mit Zweischalern (*Trigonia transitoria*, *Lucina*, *Cucullaea*) und einer spärlichen, abweichenden Ammonitenfauna ersetzt[1]).

[1]) Weiter im Süden in Neuquen ist diese Facies nach den Untersuchungen Keidels und Windhausens allgemeiner verbreitet.

Hauterivien-Barrêmien? Im Hangenden der geschilderten Bildungen folgt noch eine mächtige Abteilung fossilarmer Mergelschiefer und plattiger Kalke, die oben mit einem Dolomit und Gipshorizont abschließt. Außer Abdrücken von Zweischalern und Gastropoden konnte ich hier nur schlecht erhaltene *Holcodiscus*-Formen auffinden.

Gegen Westen nehmen die marinen Sedimente des Tithons und Neocoms an Mächtigkeit ab, doch greift eine Einschaltung kalkiger Schichten weit nach Westen in die Porphyritserie hinein; zu ihr gehören die Exogyraschichten im oberen Tinguiricatal auf der chilenischen Seite der Kordillere. Abermals trat das Meer den Rückzug an, und während sich im Westen wieder Porphyrite auftürmten, kamen im Osten die roten Sandsteine der oberen Kreide zur Ablagerung. Sie werden gegen den Rand des Gebirges konglomeratisch und nehmen bedeutend an Mächtigkeit ab. Hier sind in ihrem Hangenden grüne Mergel mit sandig-kalkigen und oolithischen Bänken entwickelt, die eine brackisch-limnische Gastropodenfauna enthalten. Unmittelbar darüber liegt die von BODENBENDER[1]) entdeckte kalkige Schichtfolge mit *Gryphaea vesicularis* und *Cardita Morganiana*, die einen Ausläufer der weiter im Süden auftretenden Transgression der Rocastufe darzustellen scheint. Abermals folgen bunte Mergel, blaßrote Sandsteine und schließlich grobes Konglomerat und Schotter. Hier finden wir bereits Komponenten aller älteren Kordillerengesteine, vor allem auch der die granitischen Intrusionen begleitenden Gangbildungen; ein Zeichen, daß im Westen die Auffaltung des Gebirges schon stattgefunden hat.

Wie wir sehen, befinden wir uns in der argentinischen Kordillere während Jura und Kreide fortgesetzt am Ostrande eines Geosynklinalmeeres, dessen Fluten bald mehr auf den brasilo-afrikanischen Kontinent übergreifen, bald sich weiter gen Westen zurückziehen. Da wir tektonische Bewegungen zu dieser Zeit nicht mit Bestimmtheit nachweisen können, dürfen wir wohl die Auftürmung mächtiger, submariner vulkanischer Produkte für die Schwankungen verantwortlich machen. Die liasische Transgression, die in unserer Gegend an der Grenze zum Dogger ihre größte Ausbreitung erreicht, verflacht sich schnell wieder, und gewaltige Gipsmassen kommen am Ende dieser Periode zur Ausscheidung. Mit Beginn des Malms gewinnen dann die vulkanischen Bildungen die Ober-

[1]) Terreno jurasico y cretáceo en los Andes Argentinos. Bol. Acad. Nac. Córdoba 1892.

hand, und aus ihrem Detritus hervorgegangene rote Sandsteine ersetzen die marinen Sedimente im Osten. Aber schon am Ende des Kimmeridge brandet das Meer von neuem gegen Osten vor, und in raschem Wechsel folgen verschiedenartige Faunen, die sich mit einer merkwürdigen Gleichförmigkeit über kolossale Strecken verfolgen lassen. Dieselben Tithon- und Berriasformen, die wir aus Argentinien zwischen dem 35. und 36. Breitegrad kennen, treffen wir in Nordperu unter 8° südlicher Breite wieder. Das spricht für den Rand eines weiten offenen Meeres und nicht für einen schmalen langgestreckten Golf. Wo die Westküste dieses mesozoischen Geosynklinalmeeres, der pazifische Kontinent BURCKHARDTS und DACQUÉS, gelegen hat, wissen wir nicht; doch vermutlich nicht so nahe, daß man die Konglomerate der Porphyritformation als in der Brandungszone an seiner Küste gebildet ansehen könnte. In der jüngeren Kreidezeit hob sich unter den ersten Vorboten der die Anden faltenden Kräfte der östliche Teil der Geosynklinale, und der pazifische Ozean wich endgültig gegen Westen zurück. Die kurze brackisch-marine Invasion, die wir am Ostrande des Gebirges an der Grenze von Kreide und Tertiär beobachteten, scheint aus Südosten gekommen zu sein. Auch sie muß bald der von Westen gegen Osten ausklingenden Gebirgsbildung weichen.

Recht verschieden ist der Bau des Gebirges, der durch diese Bewegungen der ersten Phase hervorgerufen wurde. Im Norden, am Rio Diamante, sind die mesozoischen Sedimente zwischen den im Osten auftauchenden Quarzporphyrmassen, Graniten und paläozoischen Schichten der Vorkordillere und der mächtigen Porphyritserie im Westen zu steilen, dichtgedrängten Falten zusammengeschoben. Ja weiter nordwärts, in der Gegend des Aconcagua, führte die Zusammenstauchung der nachgiebigen Sedimente zwischen den schwerer beweglichen Massen zur Schuppenstruktur, wie uns die interessanten Beobachtungen SCHILLERS zeigen[1]). Schließlich kam es dort in den Gipsmassen sogar zu ausgedehnten Überschiebungen der mesozoischen Sedimente über die tertiären Abtragungsprodukte des eben entstandenen Gebirges. Diese intensive, überall deutlich gegen Osten gerichtete Faltung können wir nach Süden bis an den Rio Salado verfolgen, wo es in den Ostschenkeln der nach dieser Richtung übergelegten Falten noch zu kleinen Überschiebungen kommt. Weiterhin wechselt der

[1]) La alta Cordillera de San Juan y Mendoza. Ann. Minist. Agricult. Buenos Aires 1912.

Bau des Gebirges. An Stelle der in meridionaler Richtung weithin verfolgbaren Falten treten unregelmäßige Antiklinalen, die durch transversale Abschnürungen eine blasen- oder kuppelförmige Gestalt bekommen. Die Faltungsrichtung wird unbestimmt; wo der Zusammenschub etwas intensiver war, finden wir bald gegen Westen, bald gegen Osten überkippte Schenkel. Auch hier führen die plastischen Gipsmassen zu lokalen Komplikationen, und regionale, in nordost-südwestlicher Richtung verlaufende Sprünge, die im Anschluß an die Faltung entstanden, beginnen eine bedeutende Rolle im Bau des Gebirges zu spielen.

Mit dem Wechsel in der Struktur fällt das stärkere Hervortreten der granitischen Intrusionen zusammen, die der Auffaltung auf dem Fuße folgten. In perlschnurartig an- und abschwellenden Massen, wie es STEINMANN[1]) aus Perú und Bolivien beschrieben, durchziehen sie in meridionaler Richtung das Gebirge. Von echten Graniten mit typischer Tiefengesteinsstruktur lassen sich alle Übergänge beobachten zu Gesteinen mit andesitischem Gefüge. Sie bilden entweder ausgedehnte Intrusivlager in den Sedimenten, die sie aufblätterten und dislozierten, oder sie durchbrachen die Schichten in mächtigen Stöcken, wobei Aufschmelzung eine bedeutende Rolle gespielt haben mag. Die mesozoischen Ablagerungen sind in ihrer Umgebung hochgradig kontaktmetamorph verändert und von Hornblendeandesitgängen durchschwärmt.

Als die gebirgsbildenden Bewegungen erloschen, Intrusionen und Gangbildungen erfolgt waren, begann eine ausgedehnte, effusive, vulkanische Tätigkeit. Als Analogon zu der mesozoischen Porphyritformation bildete sich während des jüngeren Tertiärs eine mächtige Serie, aufgebaut aus Akkonglomeraten, Tuffen und Decken andesitischer und schließlich auch basaltischer Gesteine. Sie liegt im Innern des Gebirges in den Depressionen des jungen, der Faltung noch eng angeschmiegten Reliefs, erreicht durch die transversalen Abschnürungen in den Antiklinalen (alte Quertäler) den Ostrand des Gebirges und breitet sich dort in den angegliederten Mulden über den alttertiären, von der Gebirgsbildung noch in Mitleidenschaft gezogenen Konglomeraten und Schottern aus. Die hohen, 5000 m erreichenden Berge zu beiden Seiten des Atuels sind ganz aus diesen Bildungen aufgetürmt[2]), und da die Decken von ihnen

[1]) Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. Geol. Rundschau 1910.

[2]) Auch der Aconcagua ist aus dieser jungtertiären Andesitserie aufgebaut.

nach allen Richtungen hin abgeflossen sind, dürften sie als Reste alter Eruptionsherde anzusprechen sein.

Mit Beginn des Diluviums setzte eine neue Dislokationsphase ein, die sich vorwiegend in vertikalen Bewegungen äußerte und eine bedeutende Heraushebung des ganzen Gebirges zur Folge hatte. Die vulkanische Tätigkeit erlitt eine neue Belebung. Allenthalben am Ostrande des Gebirges kam es zu basaltischen Ergüssen, während im Westen die großen diluvialen Vulkane entstanden, die heute zum Teil noch nicht vollkommen erloschen sind. In den Tälern und am Rande des Gebirges liegen Lavaströme und Aschentuffe dieser Eruptionen auf den älteren diluvialen Niveaus. Im zentralen Teile aber haben die Produkte der großen Vulkane die tertiären Reliefs fast vollkommen aufgefüllt und so auf weite Strecken hin einen plateauartigen Charakter geschaffen.

Wie wir sehen, bestätigen und erweitern meine Beobachtungen die älteren Darstellungen, die BURCKHARDT[1]) und KEIDEL[2]) vom Bau dieses Teiles der argentinischen Anden gegeben haben, ohne in wesentlichen Punkten mit ihnen in Widerspruch zu geraten. Faltung, gefolgt von Intrusionen, vertikale Heraushebung und schließlich effusive, jungvulkanische Tätigkeit waren hier die gebirgsbildenden Faktoren.

29. Die saxonische „Faltung“.

Von Herrn HANS STILLE.

Eine Antwort auf die Verhandlungen anläßlich der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Greifswald am 10. August 1912[3]).

(Mit 5 Textfiguren.)

Leipzig, den 1. Juli 1913.

Auf der Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Greifswald im August 1912 ist, wie sich dem inzwischen erschienenen Protokoll entnehmen läßt, die jüngere

[1]) Profils géologiques transversaux de la Cordillère argentino-chilienne. Ann. Museo de la Plata 1900.

[2]) Über die Geologie einzelner Teile der argentinischen Anden. Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1908.

[3]) Vgl. Monatsberichte der Deutschen Geol. Ges. 1912. S. 557 ff.

(saxonische) deutsche Gebirgsbildung ausgiebig zur Sprache gekommen und speziell die Frage diskutiert worden, ob „Faltung“ oder „Senkung“ das Wesen der saxonischen Gebirgsbildung ausmacht. Eine Art Resolution ist unter Vorsitz von Herrn FRECH über diese Frage (a. a. O., S. 481) gefaßt worden:

> „Entgegen der Annahme einer saxonisch-kimmerischen Faltung wird der Gebirgsbau Mittel- und Norddeutschlands in mesozoischer und nachmesozoischer Zeit von Senkungserscheinungen beherrscht. Fältelungen und auch Faltungen treten nur als Nebenerscheinungen an den Bruchrändern auf. Auch die SUESSsche, im „Antlitz der Erde“ verschiedentlich ausgesprochene Anschauung entspricht der Ansicht, daß Senkung die mesozoischen Schollengebirge beherrscht.“

Nach alten Erfahrungen, denen neue hinzuzufügen man sich hüten sollte, können aber durch Resolutionen wissenschaftliche Fragen nicht erledigt werden, das hätte man sich auch in Greifswald sagen sollen, als man nachdrücklich Wert darauf legte, die Meinung einzelner, die sich in Greifswald gerade zusammengefunden hatten und auch dort keineswegs ohne Widerspruch geblieben waren, als eine Art Verdikt gegen die saxonische „Faltung“ zu proklamieren.

Die Greifswalder Verhandlungen über die mitteldeutsche Gebirgsbildung bieten mir die Veranlassung, noch einmal auf die „Senkungstheorie“ einzugehen und zu zeigen, inwiefern sie mit gewissen grundsätzlichen Erfahrungen, die sich aus den geologischen Verhältnissen des deutschen Bodens ergeben, unvereinbar ist. Allerdings scheinen in Greifswald gerade die für diese Frage entscheidenden Verhältnisse, auf die ich schon früher einmal hingewiesen habe, jedoch an einer Stelle, die vielen Fachgenossen vielleicht nicht recht zugänglich ist[1]), überhaupt nicht zur Sprache gekommen zu sein. Entscheidend, ob „Senkung“ oder „Faltung“ und damit „Abwärts“- oder „Aufwärts“-Bewegung der unter dem Einflusse tektonischer Kräfte ihre Lage verändernden und sich weithin zu Sätteln und Mulden formenden Gesteinsmassen eingetreten sei, ist aber der Vergleich der Höhenlage der Gesteinsmassen vor und nach dem tektonischen Ereignisse in bezug auf die uns einigermaßen verfügbare Höhenmarke, nämlich den Spiegel der Hydrosphäre.

[1]) H. STILLE: Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. Zeitschr. „Kali“, V. Jahrg. 1911, Heft 16/17 (vgl. spez. Seite 7 des Separatabdruckes).

In mehreren Schriften der letzten Jahre, die sich mit der saxonischen „Faltung“ des deutschen Bodens beschäftigen, habe ich den Weg verfolgt, die nachweisbaren tektonischen Vorgänge zunächst einmal möglichst genau hinsichtlich ihrer Zeitlichkeit festzulegen[1]). Es ergibt sich auf diese Weise der tektonische Zustand in einander folgenden Erdperioden, und aus dem Vergleiche dieser Zustände und der Feststellung der Veränderungen, die von Fall zu Fall eingetreten sind, enthüllt sich uns der tektonische Werdegang. Die Studien über die Geologie des deutschen Bodens haben mich dazu geführt, ganz besonderen Wert auf die Unterscheidung „epirogenetischer“ und „orogenetischer“ Vorgänge zu legen, — und in welchem Umfange auf Grundlage dieser Unterscheidungen gewisse Grundauffassungen der Tektonik einer Revision unterzogen werden müssen, mag sich aus den nachfolgenden Ausführungen ergeben. Es sei mir erlaubt, aus früheren Veröffentlichungen hier dasjenige zu wiederholen, was bei der Entscheidung über eine „Faltung“ des deutschen Bodens ganz besonders in Frage kommt.

Epirogenetische und orogenetische Vorgänge führen zu Bewegungen der festen Massen in der Lithosphäre. Die epirogenetischen Vorgänge sind „säkuläre“ Erscheinungen, gehen mehr oder weniger gleichmäßig durch die langen Perioden der Erdgeschichte fort und äußern sich im Sinken der Sedimentationsräume (Geosynklinalen) und im Aufsteigen der Festlandsschwellen. Die „kontinentalen“ Bewegungen der jüngsten geologischen Vergangenheit und der Jetztzeit sind ihr Fortgang. Schon die Mächtigkeit der Sedimente in bestimmten Gebieten, überhaupt der Begriff der Geosynklinale, erfordert die Vorstellung der epirogenetischen Bewegungen. Zu gewaltigem Ausmaße summieren sich die jeweilig nur kleinen Absenkungen in langen Zeiten, wie uns die Mächtigkeit der Sedimente in manchen dieser sinkenden Räume, z. B. im Niederdeutschen Becken, lehrt. Auch die säkuläre Aufwölbung der Kontinentalschwellen ist unbestreitbar. Wie sollte man sonst ungezwungen erklären, daß die Kontinentalschwellen durch lange Perioden hindurch in oft gleichbleibender Umrandung fortbestehen, ohne völlig eingeebnet und überflutet zu werden, und daß sie durch lange Perioden der Erdgeschichte

[1]) Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Min. f. 1909, S. 270. — Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins, 1910, S. 141. — Senkungs-, Sedimentations- u. Faltungsräume. 11e Congrès geol. internat. Stockholm, 1910, S. 819 ff. — Der Untergrund der Lüneburger Heide usw. 4. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins, 1911, S. 221 ff.

die Lieferanten des Sedimentes für die Geosynklinalen bleiben? Während allerdings die Einwölbung der Geosynklinalbezirke in der morphologischen Form des Troges usw. sich ausdrückt, tritt die Aufwölbung der Festlandsschwellen morphologisch nicht oder kaum in Erscheinung, da sie immer wieder durch die Denudation der jeweilig aufgestiegenen Massen kompensiert wird. Noch heute sehen wir solche Kontinentalschwellen sich aufwölben; man blicke nach Fennoskandia und zum Kanadischen Schild. Den epirogenetischen Bewegungen liegt meiner Auffassung nach ein flacher Wellenwurf großer Spannweite zugrunde, und dabei sind die Geosynklinalen die Wellentäler und die Festlandsschwellen die Wellenberge. Dieser epirogenetischen „Wellung“ großer Spannweite („Undation“

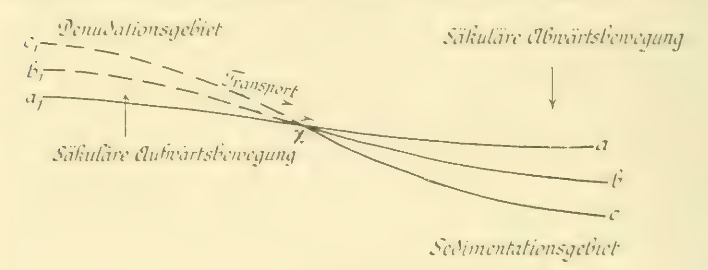


Fig. 1.

Säkuläres Aufsteigen der Festlandsschwellen und Einsinken der Sedimentationsbecken.

Im Geosynklinalgebiete durchläuft die Schicht xa die Lagen xb, xc usw. Inzwischen würde die Landoberfläche xa_1 die Lagen xb_1, xc_1 usw. erreichen, wenn nicht die Denudation das jeweilig Herausgehobene wieder abtrüge und zur Geosynklinale schaffte. Die Landoberfläche xa_1 bleibt damit einigermaßen gewahrt, wenn auch immer neue und von unten sich nachschiebende Gesteinsmassen an ihr ausstreichen[1]).

[1]) Man wende nicht ein, daß mit solchen Vorstellungen die lokale Erhaltung z. B. mesozoischer Sedimente im Bereiche der Schwellen unvereinbar ist. Wo sie sich finden (Triersche Bucht, Elbezone in Sachsen), handelt es sich um lokale Versenkungen oder, wie aus paläogeographischen Verhältnissen erkennbar ist, um epirogenetisch angelegte und fortgebildete Senkungszonen „zweiter Ordnung“, wie sinkende Spezialbecken inmitten oder in randlichen Einbuchtungen der aufsteigenden Festlandsschwellen. Eine Rolle spielt bei diesen Verhältnissen in vielen Fällen das Auftreten mehrerer Druckrichtungen nicht nur in der orogenetischen, sondern auch in der epirogenetischen Ausgestaltung des Untergrundes.

Wie die großen Senkungsfelder zwischen den großen Festlandsschwellen oft genug als Geosynklinalen angelegt waren, so sind auch die inmitten der großen Festlandsschwellen auftretenden oder in sie vorspringenden „Versenkungen“ in vielen Fällen in epirogenetischen Spezialbecken oder Spezialfurchen vorgezeichnet gewesen.

des Bodens) stehen die orogenetischen Erscheinungen der „Faltung“ („Undulation“) gegenüber.

Die orogenetischen Vorgänge sind episodische Ereignisse, und mit ihnen entstehen Falten, Überschiebungen und Verwerfungen. Bedeuten die epirogenetischen Verhältnisse gewissermaßen eine tektonische Evolution des Bodens, d. h. eine durch lange Perioden und gleichsinnig sich fortbildende Ausgestaltung, so habe ich anderseits die episodisch eintretenden orogenetischen Vorgänge, die zu einer völligen Umwälzung der Verhältnisse in den Geosynklinalen oder wenigstens in deren Randgebieten führen und während der Dauer ihrer Wirksamkeit den Bewegungssinn der Geosynklinalmassen weithin völlig umkehren, als **Erdrevolutionen** bezeichnet; **dabei sind Form und Intensität der erdrevolutionären Erscheinungen in hohem Maße durch die vorangegangene** Evolution des Bodens bestimmt[1]). Daß die orogenetischen Vorgänge nun Ereignisse ganz bestimmter, und zwar eng umgrenzter Zeiten sind, ist aus den geologischen Verhältnissen **des deutschen Bodens leicht ersichtlich und wird auch von** denjenigen Fachgenossen ohne weiteres zugegeben, die sich in Greifswald gegen eine saxonische „Faltung“ gewandt haben.

Für die Beurteilung der Frage, ob die saxonische Gebirgsbildung auf „Senkungen“ oder „Faltungen“ hinauskommt, ist von fundamentalster Bedeutung, daß **schon vor den tektonischen Phasen**, in denen doch die Zerstückelung des Bodens in Schollen erfolgte und die „Senkungen“ sich abgespielt haben sollen, unsere großen „Senkungsfelder“ um **gewaltige** Beträge, in einzelnen Fällen um Tausende von Metern, gegenüber den großen „Horsten“ (z. B. der Rheinischen Masse)[2]) gesunken waren (vgl. Fig. 3). Diese Senkung ging auf **epirogenetische** Vorgänge zurück, und bisher ist jedenfalls noch nicht erweisbar gewesen, daß schon bei der Entstehung und Fortbildung der deutschen Sedimentationsbecken entlang **deren Rändern Verwerfungen aufgerissen wären.**

[1]) H. Stille: Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde. Antrittsvorlesung Leipzig 1913. Veit & Co.

[2]) Unter den großen „Horsten“ und „Massen“ verstehe ich in den nachfolgenden Ausführungen speziell die Böhmische Masse, die Rheinische Masse, die Skandinavische Masse, d. h. die ausgedehnten und echten „Undationsschwellen“ (s. oben). Betreffs der in etwas größerem Umfange auch von „Undulationen“ betroffenen kleineren Rahmen (Harz usw.) vgl. „Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume“, a. a. O. S. 827 u. 832.

Die zeitliche Analyse der tektonischen Vorgänge, zu der wir erfreulicherweise im deutschen Boden bei dem hohen Grade seiner Erforschung schon in ziemlich weitem Umfange imstande sind, spricht ein vernichtendes Urteil gegen die ganze „Senkungstheorie", denn sie führt uns unzweideutig vor Augen,

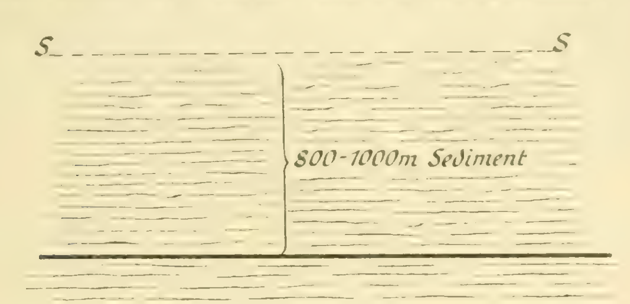
daß in den tektonischen Phasen, d. h. in denjenigen, in denen die **„Senkungen"** gegenüber den großen „Horsten" eingetreten sein sollen, der in Sättel und Mulden sich legende und dabei vielfach in Schollen zerreißende Inhalt der Sedimentationsbecken **aufwärts** gegenüber den präexistierenden alten Massen, den späteren großen „Horsten", und auch **aufwärts** gegenüber dem ozeanischen Spiegel, bewegt worden ist.

In den epirogenetischen Zeiten sinken die Becken zwar ein, aber in den orogenetischen Phasen steigen sie auf, und bei dieser Aufwärtsbewegung des Bodens entstehen die Verwerfungen, entlang denen nach der Senkungstheorie die Schollen sich abwärts bewegt haben sollen. Dabei entstehen auch die Sättel und Mulden, denen zwar R. LACHMANN nur nach ihrer morphologischen Gestaltung, nicht aber nach ihrer Entstehung die Bezeichnung Sättel und Mulden zukommen lassen will. **Vor** der „kimmerischen" (jungjurassischen) Faltung liegen z. B. die Gesteine der älteren Formationen im Niederdeutschen Becken tief versenkt unter den jüngeren Gebilden (Fig. 2a), die über ihnen im Laufe der geologischen Zeiten abgesetzt worden sind; **nach** der Faltung sehen wir aber diese vorher tief versenkten Schichten im Kerneder „Sättel" am Aufbau der Landflächen teilnehmen, über die nach Wiedereinsetzen der „Evolution" (erneute Senkung!) die postkimmerische Transgression dahingeht (Fig. 2b); **mit** der Faltung haben sie also den Weg aus großer Tiefe bis zum Niveau des ozeanischen Spiegels und über diesen hinaus zurückgelegt. Ganz ähnlich ist die Sachlage in den jüngeren orogenetischen Phasen der saxonischen Gebirgsbildung: immer vollzieht sich in diesen eine „Aufwärtsbewegung" epirogenetisch gesunkener Gesteinsmassen. Weithin haben also die orogenetischen Phasen, z. B. im Niederdeutschen Becken, Festländer geschaffen und tief eingreifende Denudationen eingeleitet; das alles spricht nicht für „als Ganzes absinkende größere Beckenmassen", sondern für Heraushebung der Beckenmassen.

Allerdings hat die orogenetische Aufwärtsbewegung der Beckeninhalte die vorangegangene epiro-

genetische Abwärtsbewegung in der Mehrzahl der Fälle nicht kompensieren können (siehe Fig. 3), und so erscheinen trotz der Faltungen und trotz der Aufwärtsbewegung die Sedimentationsräume noch gesunken gegenüber den großen „Horsten“. Im wesentlichen darauf, daß bisher kaum unterschieden worden ist, was auf säkuläre (epirogenetische) und

Fig. 2a.



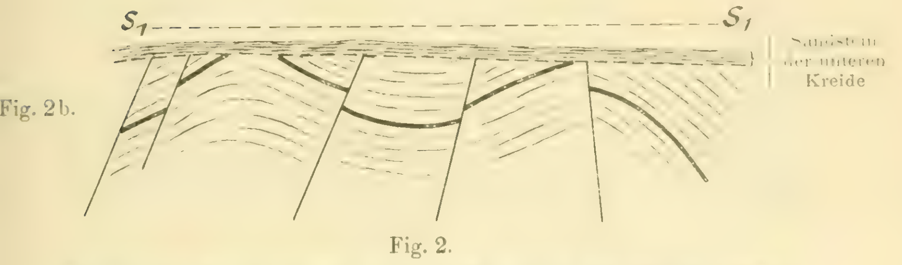


Fig. 2.

Schematische Darstellung der „Aufwärts“bewegung der Schichten durch die kimmerische Faltung im nordöstlichen Vorlande der Rheinischen Masse.

Fig. 2a veranschaulicht die Lage einer bestimmten Schicht, z. B. der Röt-Muschelkalk-Grenzschicht, zum ozeanischen Spiegel S—S vor der kimmerischen Faltung.

Fig. 2b veranschaulicht ihre Lage zum ozeanischen Spiegel S—S nach der kimmerischen Faltung und nach Wiedereinebnung und Überflutung der kimmerischen Ketten.

was auf eigentliche tektonische („orogenetische“) Bewegungen zurückgeht, beruht die unrichtige Vorstellung, daß in den tektonischen Phasen im deutschen Boden Senkungen an großen Bruchlinien eingetreten seien.

Die Bruchlinien, die unsere großen Horste weithin umsäumen und in vielen Fällen annähernd alten Küstenzonen

folgen, sind nicht aufgerissen bei der epirogenetischen Abwärtsbewegung der Becken, sondern in den orogenetischen Phasen, d. h. bei einer Aufwärtsbewegung vorher gesunkener Gesteinsmassen. Die Aufwärtsbewegung des sich in Sättel und Mulden legenden und dabei vielfach in Schollen zerfallenden Beckeninhaltes ist aber ein Faltungsvorgang, auch wenn die Formen, zu denen diese Faltung geführt hat, gegenüber dem normalen Bilde der Faltung teilweise etwas ungewöhnlich sind. Ich komme hierauf zurück.

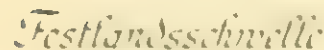




Fig. 3.

Schematische Veranschaulichung des Betrages der epirogenetischen Abwärtsbewegung (abwärts zeigende Pfeile) und der orogenetischen Aufwärtsbewegung (aufwärts zeigende Pfeile) einer Schicht des Niederdeutschen Beckens, bezogen auf das Niveau des ozeanischen Spiegels [1]).

Die bisherigen Betrachtungen über das „Aufsteigen" und „Absinken" der Gesteinsmassen bezogen sich auf diejenige Höhenmarke, die uns zunächst zur Verfügung steht, nämlich auf den ozeanischen Spiegel. Wer den Spiegel des Ozeans durch lange Perioden der Erdgeschichte hindurch für eine einigermaßen feststehende Marke hält, wie z. B. R. LACHMANN, oder wer ihn auch nur für feststehend hält für solche kürzeren Zeiten, in denen eine Phase der saxonischen Gebirgsbildung liegt, wie für die Zeit des jüngeren Weißen Jura, müßte schon nach obigen Auseinandersetzungen die Vorstellung einer Senkung der Schollen in den orogenetischen Phasen unbedingt ablehnen. Es ist nach den einfachen, in Fig. 2 veranschau-

[1]) Die Bemessung der epirogenetischen Absenkung einer Schicht nach dem Niveau des ozeanischen Spiegels ist zwar nur annähernd richtig, da die Schicht nicht im Niveau des Spiegels, sondern etwas unter diesem entstanden ist. Die geringe Differenz spielt aber keine Rolle.

lichten Überlegungen einfach ein Unding. Anhänger der Isostasie zu sein und dabei doch an dem „Senkungsmechanismus" zur Erklärung der tektonischen Verhältnisse des deutschen Bodens festzuhalten. Gegenüber derartig klaren Verhältnissen sollte man mit „modifizierten Sinusoiden" und sonstigen „Deformationskurven" zu Hause bleiben.

Etwas komplizierter gestaltet sich die Sachlage für denjenigen, der im Sinne der Kontraktionstheorie den ozeanischen Spiegel nicht als eine durch die geologische Vorzeit hindurch einigermaßen konstante, sondern als eine vorübergehend oder

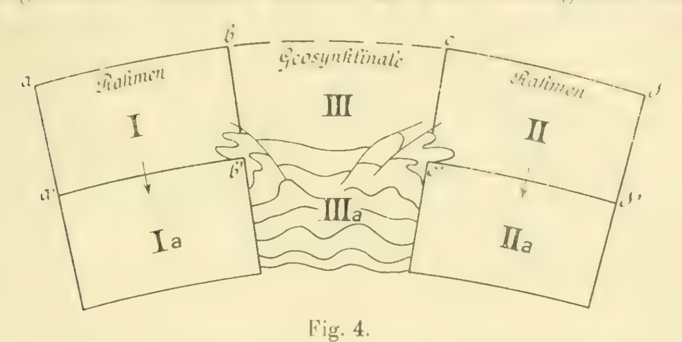


Fig. 4.

Schematische Veranschaulichung der Faltung einer Geosynklinale zwischen zwei Rahmen im Sinne der Kontraktionstheorie.

Die starren Rahmen I und II sinken ohne wesentliche Kompression. Die komprimablen Gesteine der Geosynklinale werden zusammengeschoben und erheben sich in Falten über die Rahmen[1]).

auch durch längere Zeiten mit der ganzen Erdkruste sinkende Höhenmarke betrachtet. Wir müssen versuchen, unter Zugrundelegung der Kontraktion der Erde von den „relativen" Betrachtungen über „Aufsteigen" und „Absinken" der Gesteinsmassen zu „absoluteren" zu gelangen. Wie stellt sich überhaupt eine typische Faltung im Sinne der Kontraktionstheorie dar?

[1]) Dabei können die Falten den Bezirk des „Muttermeeres", aus dem sie geboren sind, ganz erfüllen, oder es kann schon in den Randbezirken der für die ganze Geosynklinale erforderliche Zusammenschub erzielt sein.

Auf das in obiger Skizze schematisch angedeutete Überquellen der Falten über die Massive, zwischen denen die Geosynklinale gefaltet wird, wies ich schon früher (Tektonische Evolutionen und Revolutionen, l. c., S. 26) hin. Damit vergleiche man die inzwischen von C. Rimbach (Versuche über Gebirgsbildung. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. B. XXXV, S. 689 ff.) veröffentlichten Experimente, die mir sehr beachtenswert erscheinen.

In Skizze 4 liegt zwischen zwei relativ starren Massen (I und II) die von flachen und leichter faltbaren Schichttafeln erfüllte Geosynklinale III. Die allgemeine Kontraktion der Erde zwingt das Erdstück a b c d, sich dem kleineren Raum a' b' c' d' einzupassen. Dabei erhält der starre Block I die Lage Ia, der starre Block II die Lage IIa, ohne daß in ihnen sonderlich starke Zusammenpressung erfolgte. Das komprimable Erdstück III findet nun aber keinen Platz mehr zwischen Ia und IIa und muß über die Lage b' c' hinaus in Form von Falten aufragen, die aus der Zusammenpressung zwischen den starren Massen resultieren. In dem Erdstück III ist die „allgemeine" Absenkung der Erdkruste, die in unserem Falle aus der Lage a b c d zu der Lage a' b' c' d' führen müßte, teilweise kompensiert durch die aus der starken Zusammenpressung des Zusammenpreßbaren hervorgehende Faltung. Im Sinne der Kontraktionstheorie haben wir also bei den starren Massen I und II unkompensierte, in dem Geosynklinalgebiete III durch Faltung teilweise kompensierte Senkungen, d. h. relative Hebungen gegenüber den „Rahmen". Die Rahmen sind also unter Zugrundelegung der Kontraktionstheorie in den orogenetischen Phasen stärker als die Massen der Geosynklinalbezirke, wenigstens soweit diese der Zusammenpressung unterliegen, gesunken. Absolut gesprochen im Sinne der Kontraktionstheorie sinken die sich faltenden Gesteine weniger als die starren Massen, relativ gesprochen erheben sich die Faltungsgebiete über die alten „Massen". Das Sinken der alten „Massen" entspricht aber annähernd der allgemeinen Absenkung der Lithosphäre und damit auch der Hydrosphäre und somit annähernd[1]) dem Sinken des ozeanischen Spiegels.

Wie sich, vom Standpunkte der Kontraktionstheorie betrachtet, die Sachlage bei der zwischen den Rahmen sich abspielenden saxonischen Gebirgsbildung verhält, ergiebt sich aus nachfolgenden Überlegungen.

[1]) Dem allgemeinen Sinken der Lithosphäre entspricht im Sinne der Kontraktionstheorie das Sinken des ozeanischen Spiegels deswegen nur annähernd, weil sich nach der Senkung die gleiche Wassermasse auf eine Erde von kleinerem Durchmesser und folglich kleinerer Oberfläche verteilt und dadurch ein geringes Anschwellen des Flüssigen gegenüber dem Festen herbeigeführt wird.

Der Gesichtspunkt, daß mit fortschreitender Kontraktion der Erde der vorhandene und durch vulkanische Phenomene sich sogar noch steigernde Wasservorrat einer immer kleiner werdenden Erde zugehören mußte, käme im Sinne der Kontraktionstheorie auch zur Erklärung dafür in Frage, daß eigentliche Tiefseebildungen größerer Ausdehnung erst, soweit wir diesen Verhältnissen nachkommen können, eine Errungenschaft jüngerer Zeiten unserer Erde sind.

Paläographische Betrachtungen unter besonderer Berücksichtigung der faciellen Verhältnisse der Schichten zeigen, daß durch längere Perioden hindurch gewisse Randzonen alter Massen, z. B. der Rheinischen Masse, ziemlich übereinstimmende Lage bewahrt haben. Dazu handelte es sich in solchen Fällen, soweit sich die Verhältnisse beurteilen lassen, um flache Landschwellen oder wenigstens doch um flache Küstenzonen, die von flachen Meeresbecken umgrenzt werden, so daß schon relativ geringe Veränderungen in der Höhenlage der alten Massen zum ozeanischen Spiegel die Konturen ganz außerordentlich verändern mußten. Von ganz besonderer Bedeutung sind diejenigen Fälle, in denen die Ränder solcher Massen in annähernd alter Lage wieder erscheinen, trotzdem inzwischen erhebliche Gebirgsbildungen eingetreten waren und vorübergehend die Konturen dadurch verändert hatten, daß sie der Einebnung bald wieder verfallende und versinkende Ketten an die Massen angliederten. So stimmt z. B. der Nordostrand der Rheinischen Masse vor der kimmerischen Faltung, d. h. im Weißen Jura, annähernd überein mit dem Nordostrande im Neocom, d. h. nach der kimmerischen Faltung und nach Wiederüberflutung der im Gefolge der kimmerischen Faltung vorübergehend entstandenen Festlandszonen. Im Gegensatz zu den tiefgehenden Veränderungen, die sich im Bereiche der Sedimentationsbecken hinsichtlich der Lage der Gesteinsmassen zum ozeanischen Spiegel vollziehen, bleibt die Lage der alten „Dauerländer" zum ozeanischen Spiegel ziemlich gewahrt. Das bedeutet aber, wenn wir im Sinne der Kontraktionstheorie den ozeanischen Spiegel als eine sinkende und besonders in den orogenetischen Phasen sinkende Höhenmarke ansehen, daß die alten Massen sich etwa wie der Spiegel des Ozeans, d. h. etwa entsprechend der „allgemeinen" Absenkung der Erdkruste, bewegt haben.

Wir betrachten nun an Hand der ganz schematisch gehaltenen Figur 5 einen speziellen Fall der saxonischen Gebirgsbildung in dem Randgebiete eines Sedimentationsbeckens und einer alten Masse unter Zugrundelegung der Kontraktionstheorie. S—S gibt die Lage des ozeanischen Spiegels vor einer Phase der saxonischen Gebirgsbildung, $S_1—S_1$ die Lage desselben nach einer solchen an. Eine bestimmte Schicht, die vor der Faltung (vgl. die ausgezogene starke Linie) weithin tief unter dem Meeresspiegel lag, ist mit der Faltung diesem erheblich genähert, ja sogar teilweise über ihn hinausgehoben worden. Die Pfeile

geben uns den Betrag der Absenkung: die alte Masse (Festlandsschwelle) ist etwa mit dem Meeresspiegel, d. h. etwa entsprechend der allgemeinen Absenkung der Lithosphäre, gesunken und dabei zu einem „Horst" geworden: die in Schollen sich auflösenden Gesteine des Sedimentationsbeckens sind aber zurückgeblieben gegenüber der „allgemeinen" Absenkung der Lithosphäre, die in der zentripetalen Bewegung des ozeanischen Spiegels zum Ausdrucke kommt, und dieses relative Aufsteigen des Beckeninhaltes gegenüber den umrahmenden

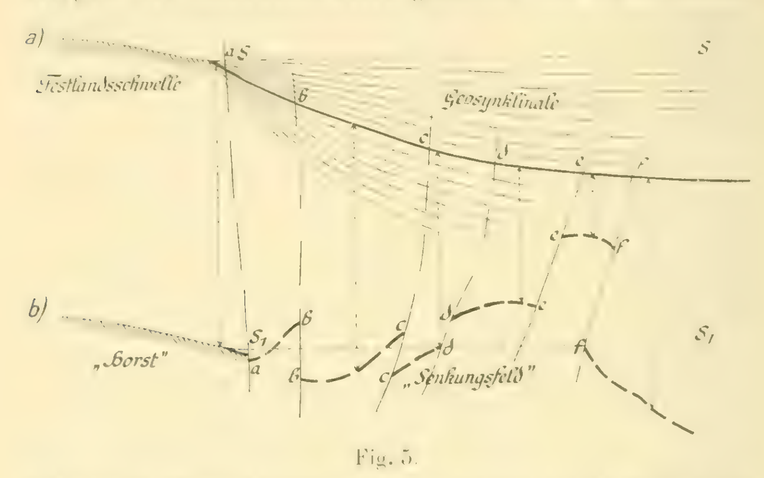


Fig. 5.

Schematische Veranschaulichung einer saxonischen „Faltung" im Sinne der Kontraktionstheorie.

Die Pfeile geben die Beträge des Sinkens der zum „Horst" werdenden Festlandsschwelle und einer bestimmten Schicht der Geosynklinale an. Am tiefsten gesunken (nämlich annähernd wie der ozeanische Spiegel SS—S_1S_1) ist der „Horst".

Massen vollzog sich unter weitgehender Zerstückelung der Schichten und vielfacher Verschiebung der Schollen gegeneinander.

Die in den Sedimentationsbecken entstehenden Brüche sind also Begleiterscheinungen der relativen Aufwärtsbewegung der Geosynklinalmassen, die infolge ihrer Anpassung an engeren Raum eintritt.

Wie aus vorstehendem ersichtlich ist, liegen die Verhältnisse bei der saxonischen Gebirgsbildung, wenn wir ihrer Deutung die Kontraktionstheorie zugrunde legen, im Prinzip durchaus ähnlich wie in den Fällen „typischer" Faltung. Die Gesteinsmassen streben infolge

der Kontraktion der Erde in die Tiefe und Kompressionen müssen eintreten. Sie geschehen nicht oder kaum auf Kosten der starren Rahmen, die mehr oder weniger „unkompensiert" sinken, sondern in erster Linie auf Kosten der leicht komprimablen Gesteine der alten Sedimentationsräume, und hier haben wir, wie in den „echten" Faltungsgebieten, infolge seitlicher Kompression „kompensierte" Senkungen des Komprimablen. Spannungsauslösungen an den Grenzen der unkompensiert sinkenden alten „Massen" und der im Sinken teilweise kompensierten Bezirke (Geosynklinalen) führen zu erheblichen Verwerfungen in den Grenzzonen eben zu jenen Verwerfungen, die heute die großen „Horste" umranden und in vielen Fällen in alten Küstenlinien vorgezeichnet waren.[1])

Die Senkungstheorie entstammt der Zeit, in der man über den alten Massen so ziemlich die gesamte mesozoische Schichtfolge vor den tektonischen Phasen in annähernd gleichem Niveau wie in den späteren Senkungsfeldern annahm. Die „Horste" sollten in den tektonischen Phasen stehengeblieben sein, während die „Senkungsfelder" in die Tiefe gingen. Zu ganz anderer Auffassung sind wir gekommen, und der stärkste Kontrast gegen die ältere Auffassung drückt sich wohl darin aus, daß die sogenannten großen „Horste" **nunmehr als die in den tektonischen Phasen tiefst gesunkenen[2]) Krustenteile erscheinen.** Und doch schlägt sich leicht die Brücke von der neuen Auffassung, zu der die genauere zeitliche Analyse der im Boden Deutsch

[1] Ein vorzügliches Beispiel eines großen Abbruches, der etwa einer alten Strandzone folgt, finden wir in Westfalen, wie ich schon früher hervorgehoben habe, entlang dem Nordrande der Rheinischen Masse. In dem Berichte über die Greifswalder Verhandlungen las ich nun zu meinem Erstaunen eine Diskussionsbemerkung des Herrn BÄRTLING (a. a. O., S. 479), nach der ich jene von mir zuerst erkannte und dort, wo sie nicht von der Kreide verhüllt wird (Borlinghauser Abbruch usw.), auch kartographisch festgelegte vorcretacische Bruchzone widerrufen haben soll. Auf die Anfrage, welchem Satze in meinen Arbeiten jener Widerruf zu entnehmen wäre, erklärte mir Herr BÄRTLING, daß er sich zu seinem Bedauern geirrt hatte und zu seiner Bemerkung dadurch verleitet worden wäre, daß in der Greifswalder Diskussion von anderer Seite mein angeblicher Widerruf der Abbruchszone als feststehende Tatsache behandelt worden sei. Allzu gründlich scheint man sich mit den Arbeiten, die man angriff, nicht befaßt zu haben.

[2] Im Sinne der Isostasie ist der Begriff „gesunken" hier natürlich relativ gebraucht gegenüber den „gehobenen" „Senkungsfeldern", die an die „Horste" angrenzen.

lands nachweisbaren Bewegungsvorgänge mit Notwendigkeit geführt hat, zur alten Ansicht.

Fassen wir nämlich die Gesamtheit der Bewegungen (epirogenetische und orogenetische) ins Auge, von denen die großen „Horste" und die Senkungsfelder betroffen worden sind, so bedeuten selbstverständlich die Senkungsfelder die am tiefsten gesunkenen Räume, denn in ihnen liegt doch z. B. das paläozoische Grundgebirge heute noch in weit tieferem Niveau, als es in den alten Massen zutage tritt. Aber hier kommt die Absenkung gegenüber den alten Massen ausschließlich auf Kosten der epirogenetischen Vorgänge und hat sich in mehr oder weniger kontinuierlichem Fortgange in den Jahrmillionen der geologischen Vergangenheit vollzogen; sie ist so beträchtlich, daß trotz der Aufwärtsbewegung in den orogenetischen Phasen die Sedimentationsbecken noch gesunken erscheinen. Diese Absenkung hat sich also nicht in den orogenetischen Phasen des deutschen Bodens vollzogen und ist nicht durch die saxonische Gebirgsbildung, überhaupt nicht durch orogenetische Vorgänge, herbeigeführt worden. Wollen wir aber das Wesen der saxonischen Gebirgsbildung **beurteilen, so kommt es nicht auf das an, was vorher und nachher war, sondern auf das, was sich mit ihr** ereignete, und mit ihr wurden die Gesteinsmassen der sog. Senkungsfelder, indem sie sich in Sättel und Mulden legten und in Schollen auflösten und indem speziell auch die Randbrüche der großen Horste entstanden, aufwärts bewegt[1]).

„Horste" im Sinne von E. SUESS gibt es nach der oben erläuterten Auffassung nicht im deutschen Boden. Wollen wir das Wort beibehalten, so dürfen wir nicht mehr damit die alte genetische Vorstellung verknüpfen, sondern nur einen Zustand im Auge haben, nämlich denjenigen, daß relativ

[1] Herr BÄRTLING (S. *180* des Greifswalder Protokolls) will die Frage der saxonischen Gebirgsbildung am Nordrande der Rheinischen Masse, speziell am Haarstrang und weiter westlich, lösen, wo nach ihm die Lagerungsformen lediglich auf „Senkungsvorgänge" zurückgeführt werden konnen. Wie ist aber überhaupt denkbar, so möchte ich Herrn BÄRTLING fragen, daß die Kreideschichten – und am Westrande der westfalischen Kreidemude auch ältere Schichten — durch Senkungsvorgänge weithin einer tief eingreifenden Denudation zugeführt worden sind, so daß z. B. nach der kimmerischen Gebirgsbildung die Kreidetransgression, wie ja gerade Herr BÄRTLING festgestellt hat, über sehr wechselnde und stark gestörte ältere mesozoische Schichten, die vorher tief versenkt lagen, dahinging? In solchen Dingen liegt doch der überzeugendste Beweis, daß die Gebiete, die Herrn BÄRTLING vorschweben, bei den orogenetischen Vorgängen nicht eingesunken, sondern herausgehoben sind.

alte Massen, umgrenzt von Verwerfungen, zwischen jüngeren Massen stecken. Aber dann haben wir unverkennbar auch „Horste“ von zweierlei grundverschiedener Vergangenheit und Entstehung im deutschen Boden zu unterscheiden, nämlich

1. solche Bezirke älteren Gebirges, die schon in den epirogenetischen Zeiten aufgestiegen sind und diesem Aufsteigen ihre Lage inmitten jüngerer Schichten verdanken. Diese Hochgebiete waren als Landschwellen schon lange da, haben aber erst in den orogenetischen Zeiten den Charakter als „Horst“ gewonnen, indem Bruchsysteme entlang ihren Rändern aufrissen. Beispiele derartiger „Schwellenhorste“ („Undationshorste“) sind die Rheinische und die Böhmische Masse. In den orogenetischen Phasen des Bodens, — in denen sie nach bisheriger Auffassung dadurch zu „Horsten“ geworden sein sollen, daß sie stehen blieben und die angrenzenden Senkungsfelder einsanken, — sind sie gesunken gegenüber den sie einrahmenden Gebieten;

2. solche Bezirke älteren Gebirges, die innerhalb der alten Sedimentationsbecken durch verstärkte Hochbewegung bei der Faltung ihre tektonische Stellung als „Horst“ gewannen. In der Hauptsache handelt es sich in solchen Fällen um die hochgepreßten Kerne stark gestörter Sättel, und ich habe für solche schon früher die Bezeichnung „Aufpressungshorste“ gebraucht. Ein ganz extremer Fall solcher „Undulationshorste“ sind schließlich die Pfeiler und Streifen von Zechsteinsalzgebirge inmitten jüngerer Schichten, deren Aufwärtsbewegung durch die leichte Formbarkeit, die das Salzgestein schon unter relativ geringem Drucke (KICK, RINNE, V. KOENEN) und bei relativ geringer Temperaturerhöhung (MILCH) annimmt, wesentlich erleichtert worden ist.

In die Frage, ob Senkung oder Faltung das Wesen der saxonischen Gebirgsbildung ausmacht, spielt, wie wir gesehen haben, in hohem Maße die vielumstrittene Frage hinein, ob Isostasie oder Kontraktion der Gebirgsbildung zugrunde liegt. Zu letzterer Frage Beiträge zu bringen, war nicht der Zweck der vorliegenden Zeilen, nur das glaube ich gezeigt zu haben, daß sowohl der Anhänger der Isostasie wie auch der Anhänger der Erdkontraktion die Erklärung der saxonischen tektonischen Bilder durch den Senkungsmechanismus ablehnen muß. Für den Anhänger der Isostasie ist die Frage, wie wir sahen, schon mit sehr einfachen Überlegungen erledigt, aber auch der Anhänger der Kontraktion dürfte sich vielleicht überzeugt haben, daß

die Entstehung und tektonische Ausgestaltung der sogenannten deutschen „Senkungsfelder“ auf das hinauskommt, was überhaupt das Wesen der „Faltung“ ausmacht, nämlich auf eine unter tektonischer Umformung, und speziell unter Ausbildung von Sätteln und Mulden, mögen sie vielleicht auch sehr flach sein, sich vollziehende Heraushebung bestimmter Erdzonen gegenüber ihren Nachbargebieten.

Versuchen wir aber weiter die geologischen Verhältnisse des deutschen Bodens vom Standpunkte der Kontraktion oder vom Standpunkte der Isostasie zu deuten, — von beiden aus ergibt sich das im ersten Augenblick sehr überraschende Resultat, daß in den tektonischen Phasen, und damit auch gleichzeitig mit der Entstehung der Verwerfungen, nicht die großen „Horste“ gehoben und die großen „Senkungsfelder“ gesunken, sondern daß umgekehrt, die „Senkungsfelder“ aufgestiegen und die „Horste“ gesunken sind, und zwar absolut gesunken im Sinne der Kontraktionstheorie, stehen geblieben und damit relativ gesunken gegenüber den aufsteigenden Senkungsfeldern im Sinne der Isostasie.

Im Lichte der im deutschen Boden zu machenden Erfahrungen über die alten Meeresbecken und die aus ihnen hervorgehenden großen „Senkungsfelder“ erscheint auch in anderen Fällen eine gewisse Skepsis gegenüber der weit verbreiteten Annahme von der Entstehung ozeanischer Becken durch Absenkung entlang großen Bruchlinien nicht ganz unberechtigt, und es drängt sich die Frage auf, ob nicht auch in jenen Fällen die heute von Bruchzonen umsäumten ozeanischen Räume als flachere oder tiefereSedimentationsbecken vorgebildet waren und die Bruchzonen nachträglich, — und zwar in den orogenetischen Phasen der geologischen Vergangenheit —, entstanden sind. Können wir diese Frage bejahen, so sind die großen ozeanischen Tiefen nicht mehr das unmittelbare Ergebnis „radialer“ Senkungen, sondern sowohl in ihrer ersten Anlage wie auch in ihrer nachträglichen Ausgestaltung als „Senkungsfelder“ das Ergebnis „tangentialer“ Spannungen in der Erde. Unmittelbar auf radiale Senkung würden solche Dislokationen zurückgehen, die z. B. mit Einbrüchen aufgetürmter Falten über ihrem mit „Massendefekten“ behafteten Untergrunde oder mit Nachbrüchen über Auslaugungsstätten löslicher Gesteine zusammenhängen. Für solche lokale Fälle würde das gewiß bestechende Bild der Eistafel, die nachbricht, weil unter ihr das Wasser sinkt, seinen Wert behalten, aber nicht mehr wäre es anwend-

bar zur Veranschaulichung des Bewegungsvorganges in den großen ozeanischen Räumen, wie es auch nicht mehr anwendbar ist auf die Entstehung der „Senkungsfelder“ zwischen den deutschen „Horsten“.

Daß man noch so oft der saxonischen „Faltung“ des deutschen Bodens mit einer gewissen Zweifel gegenübersteht, liegt zu einem guten Teil daran, daß die Formen, zu denen der tangentiale Druck im Boden Deutschlands geführt hat, vielfach ungewöhnlich sind gegenüber dem schematischen Bilde, das wir uns von Falten zu machen pflegen. In erster Linie ungewöhnlich ist die starke Zerstückelung der Falten durch von Brüche, besonders streichende Brüche; ungewöhnlich bis zu einem gewissen Grade, wenn auch in „echten“ Faltengebirgen schon öft genug festgestellt, ist ferner die Vergitterung mehrerer Faltungsrichtungen, infolge deren die Sättel im Fortstreichen oft ziemlich plötzlich einsinken, oft sogar kuppelförmig nach allen Seiten abfallen. Diese und andere Dinge hat seinerzeit R. LACHMANN in der von ihm in Greifswald wieder herangezogenen Arbeit über den „Salzauftrieb“[1] zur Sprache gebracht.

R. LACHMANN will oder wollte wenigstens früher zur Erklärung der Formen gewisser Salzvorkommen, sowie der Aufwärtsbewegung des Salzes und seiner Stellung zu den Nebenschichten jedes tektonische Moment, speziell jede Faltung, ausschalten und mußte dazu zunächst die jüngere „Faltung“ des ganzen deutschen Bodens auszumerzen versuchen; denn daß sich zwar alle übrigen Schichten, nicht aber die Salzgesteine gefaltet hätten, müßte natürlich von vornherein widersinnig erscheinen. Alles zu wiederholen, was ich an anderer und vielleicht der Mehrzahl der Fachgenossen, soweit sich diese nicht speziell für die Geologie der Salzlagerstätten interessieren, nicht zugänglicher Stelle gegen die angeblichen „Einwendungen“ gegen die Faltung des deutschen Bodens ausgeführt habe[2]), geht zu weit, nur dasjenige möchte ich in gekürzter Form wiedergeben, was sich auf das Auftreten von Brüchen in den deutschen Sätteln und Mulden bezieht.

Eine „bruchlose“ Faltung setzt eine erhebliche Plastizität des betroffenen Materials voraus, während bei spröderem Materiale ein Zerspringen der Gesteinsplatten leicht eintritt.

[1] Der Salzauftrieb, Halle 1911.

[2] Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. Zeitschrift „Kali“ V. Jahrg. 1911, Heft 16/17.

So beachtet man häufig in unserem paläozoischen Grundgebirge, daß starre Gesteinsplatten, z. B. Quarzite oder Grauwackenbänke, zwar in Stücke zersprengt sind, dabei aber im großen und ganzen die Anordnung nach einer Synklinale oder Antiklinale noch erkennen lassen, während die begleitenden Tonschiefer sich bruchlos falteten. Ist nun die starre Bank nicht „gefaltet"? Hat die horizontalgerichtete Kraft nur auf die umgebenden Tone und nicht auf die Quarzit- oder Grauwackenbänke eingewirkt?

Wir sehen hier im kleinen, daß Bruchbildung und Faltung sich nicht ausschließen; aber nun soll das im großen der Fall sein? Was soll denn herauskommen, wenn unter geringer Belastung stehende oder aus sonstigen Gründen sprödere Schichten unter seitlichen Druck gelangen? Daraus, daß in den typischen Faltengebirgen mehr oder weniger bruchlose Faltung zu herrschen pflegt, darf doch nicht gleich gefolgert werden, daß Gebirgsbildung unter seitlichem Drucke dort nicht eingetreten sein kann, wo streichende Brüche sich finden.

Man darf vielleicht sagen, daß die von Verwerfungen oft stark zerrissenen Sättel und Mulden so sehr von dem normalen Bilde des „Sattels" und der „Mulde" abweichen, daß sie diese Namen nicht mehr recht verdienen; aber ein Mangel an Folgerichtigkeit liegt doch zweifellos darin, wenn behauptet wird, daß sie, *weil* sie vom normalen Bilde des Sattels und der Mulde abweichen, nicht unter der Einwirkung seitlichen Druckes entstanden sein könnten.

Man darf nicht dem Fehler verfallen, Erfahrungen, die unter andersgearteten Verhältnissen in bezug auf die Faltung gemacht worden sind, auf den deutschen Boden in einseitiger und rein schematischer Weise übertragen und Abweichungen gegenüber diesen Erfahrungen gleich als Beweise gegen den seitlichen Druck verwerten zu wollen. Man muß vielmehr die speziellen Verhältnisse des deutschen Bodens, d. h. namentlich die Bedingungen, unter denen die Faltung hier erfolgte, ausreichend würdigen. Es ist ein Unterschied zwischen einer Faltung in mehr oder weniger freier Bahn und einer solchen, die sich zwischen relativ starren und unregelmäßig umgrenzten Massen abspielen muß; es ist ein Unterschied zwischen einer Faltung, die posthum zu älteren Faltungen verläuft, und einer solchen, die schräg oder gar senkrecht zu präexistierenden Faltungsrichtungen einsetzt[1]). Man muß derartigen Verhältnissen

[1]) Ich habe nicht wie R. LACHMANN S. 477 des Greifswalder Protokolles behauptet, „das Vorhandensein des varistisch gefalteten

gerecht zu werden suchen, um in das Wesen der deutschen Faltung einzudringen, und dann wird man sich auch damit abfinden, daß die formalen Begleiterscheinungen einmal anders ausfallen können, als der in anderen Gebieten erkannte und teilweise in den Lehrbüchern festgelegte Schematismus der Faltung es verlangt.

Und noch etwas Letztes. Viele unserer saxonischen Falten zeigen nicht nur in der Form, sondern auch in den Phasen ihrer Entstehung überraschendste Ähnlichkeit mit den Sätteln und Mulden des anglo-gallischen Beckens, z. B. dem viel beschriebenen Sattel des Pays de Bray. In jenen Gebieten hat meines Wissens bisher noch niemand den Begriff „Faltung“ ausschalten wollen, und auch E. SUESS, den LACHMANN und FRECH als Kronzeugen der saxonischen „Senkung“ nachdrücklichst in Anspruch nehmen, spricht dort selbstverständlich von „Faltungen“. Handelt es sich aber bei den Schichtenaufwölbungen und Schichteneinsenkungen in Nordfrankreich und Südengland um „Faltungen“, so ist unmöglich einzusehen, warum die sehr ähnlichen Gebilde des Thüringer Beckens oder Mittelhannovers nicht durch „Faltung“ erzeugt sein sollten. Zwischen diesen deutschen Falten, die denen des anglo-gallischen Beckens gleichen und relativ wenig Verwerfungen enthalten, besteht aber kein prinzipieller, sondern nur ein gradueller und durch alle Zwischenformen sich verknüpfender Unterschied mit den am stärksten zerrissenen saxonischen Falten, wie sie uns z. B. im Vorlande des Eggegebirges entgegentreten.

Untergrundes“, sondern die von der saxonischen **abweichende Faltungsrichtung** in diesem Untergrunde zur teilweisen Erklärung der starken Zerstückelung der saxonischen Falten herangezogen. In diesem Sinne verweise ich auf nachfolgende Sätze in der Arbeit über die mitteldeutsche Rahmenfaltung (a. a. O. S. 146): „Weithin tritt uns . . . in den mesozoischen Bezirken Mitteldeutschlands eine „Faltung“ entgegen, die von einer Bruchbildung begleitet ist, wie sie auf der Erde kaum ihresgleichen hat. Der Grund hierfür scheint darin zu liegen, daß in den in Frage kommenden Regionen starker Zersplitterung der Sättel und Mulden die jüngere Faltung nicht, wie das die Regel zu sein pflegt, posthum zu den älteren Falten verläuft, sondern die ältere (variscische) Faltung westlich der Elbe die südwest-nordöstliche Richtung verfolgt, **während die jüngere** (mesozoisch-känozoische) **Faltung . . . weithin senkrecht** zu ihr steht. Wohl läßt sich eine Wellblechtafel leicht und ohne zu zerbrechen im Sinne der alten Wellen von neuem falten, aber um so eher entstehen Risse bei einer Faltung senkrecht zu den alten Wellen; und so zerbarst auch der Untergrund Deutschlands in tausende von Schollen, als er senkrecht zum variscischen Streichen in jüngerer Zeit erneut in Falten gelegt wurde.“

30. Verwitterungserscheinungen der Auflagerungsfläche des sächsischen Cenomans.

Von Herrn Kurt Pietzsch.

Leipzig, den 16. August 1913.

Die Ablagerungen der Kreideformation beginnen in Sachsen mit cenomanen Schichten, welche diskordant auf paläozoischem Gebirge auflagern. Dieses ist gerade im Verbreitungsgebiet der Kreide recht kompliziert gebaut, und zwar beteiligen sich an seiner Zusammensetzung in der Hauptsache: die altpaläozoischen Schieferkomplexe des sog. Elbtalschiefersystems, Teile des Lausitzer Granitmassivs, des Meißener Syenit-Granit-Massivs und ihrer Kontakthöfe, ferner Bildungen der Rotliegendzeit und auf große Strecken auch Teile des erzgebirgischen Gneissystems.

Die Auflagerungsfläche der Kreide auf das ältere Gebirge faßt Hettner als eine Abrasionsfläche im Sinne Richthofens auf; nur besonders widerstandsfähige Gesteinsmassen seien in dieser Ebene als Riffe oder Inseln stehen geblieben[1]). Da die ideale Auflagerungsfläche mit etwa 2—3° nach Nordosten zu einfällt, und da außerdem die Kreideformation nach Osten hin durch die große Lausitzer Hauptverwerfung abgeschnitten wird, so ist das Grundgebirge der Quadersandsteinformation vor allem längs des westlichen Randes ihres Verbreitungsgebietes aufgeschlossen, d. h. ungefähr in der Umgebung der Orte Freiberg, Tharandt, Dippoldiswalde, Gottleuba, Tissa, wo überall hauptsächlich erzgebirgische Gneise den Untergrund der Kreide bilden.

Die Auflagerungsfläche des Cenomans verdient deshalb besondere Aufmerksamkeit, weil sie fast an allen den Stellen, wo sie beobachtet wurde, eigentümliche Verwitterungserscheinungen aufweist. So berichtet schon R. Beck über ihre Beschaffenheit im Gebiete der Sektion Berggießhübel[2]): „Durchweg haben die Gesteine des Grundgebirges da, wo sie vom Quader noch heute überlagert werden, oder dort, wo sich ehedem die Auflagerungsfläche befand, eine ziemlich tief-

[1]) A. Hettner: Der Gebirgsbau der Sächsischen Schweiz; Forschungen z. deutsch. Landes- und Volkskunde, Bd. II, H. 4, S. 15.

[2]) Erläuterungen zu Sektion Berggießhübel der Geol. Spez.-Karte des Kgr. Sachsen (1889), S. 77.

greifende, sehr auffällig hervortretende Röthung erfahren, welche durch Ansammlung von Eisenoxydverbindungen in dem stark zersetzten Untergrund erzeugt ist". Ähnliches gibt er von Sektion Kreischa[1]) an: „Überall dort, wo die grauen Gneiße ehemals unmittelbar von der Quadersandsteinformation bedeckt gewesen sind oder noch heute zum Teil bedeckt werden, zeichnen sie sich durch starke Zersetzung und auffällige Röthung in Folge reichlicher Ausscheidung von Eisenoxyd aus". Von Sektion Tharandt[2]) berichtet A. SAUER: „Die Basis der (cenomanen) Grundkonglomerate ist fast überall dort durch eine intensiv rothe Färbung ausgezeichnet, wo sie aus Gneiß besteht. Derselbe ist gewöhnlich tief zerrüttet, augenscheinlich auch etwas aufgearbeitet und in eine stark thonige, rothbraun gefärbte Masse umgewandelt. Der die Grundlage der Kreidesandsteine bildende Porphyr dagegen ist meist in einen röthlichen oder grauen Thon zersetzt". In den Erläuterungen zu Sektion Freiberg[3]) endlich sagt SAUER, daß „die rothbraune, tiefgründige, lehmig-grandige Feldfläche (die einst von den Basalschichten des Cenomans bedeckt war) lebhaft an ein Rothliegendterrain erinnert".

Diese Angaben konnten gelegentlich der geologischen Revision der Sektionen Tharandt und Kreischa durchaus bestätigt werden, und den in den Erläuterungsheften genannten Beobachtungspunkten ließen sich eine ganze Anzahl neuer hinzufügen. Überall war zu konstatieren, daß daß Untergrund des Cenomans intensiv gerötet und dazu mehr oder minder stark lehmig verwittert ist. Zwar wurden die Beobachtungen auf den genannten Blättern meist nur an solchen Stellen gemacht, wo Gneise das Liegende des Cenomans bilden; daß sich aber die Rötung nicht allein auf die Gneise beschränkt, war schon auf Sektion Tharandt nördlich von Hartha zu erweisen, wo altpaläozoische Schiefer stark gerötet sind. Neuerdings wurden bei den Revisionsarbeiten auf Blatt Pirna auch die Granite der Gegend von Dohna unter dem auflagernden Cenoman stets stark gerötet und oft zugleich intensiv lehmig zersetzt gefunden.[4])

[1]) Erläuterungen zu Sektion Kreischa-Hänichen (1892), S. 5.
[2]) Erläuterungen zu Sektion Tharandt (1891), S. 66.
[3]) Erläuterungen zu Sektion Freiberg, II. Aufl. (1900), S. 54.
[4]) Auch im Untergrund der böhmischen Kreidebildungen wurde an vielen Stellen eine Rotfärbung des alten Gebirges konstatiert; vgl. dazu W. PETRASCHECK: Über den Untergrund der Kreide und über präcretacische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. 1910, S. 179—214.

Über die Ursache der eigentümlichen rotlehmigen Verwitterung des Kreideuntergrundes finden sich keine Angaben in der Literatur. Da sie jedoch an die Überdeckung mit cenomanen Schichten geknüpft zu sein scheint, könnte man geneigt sein, sie mit dieser selbst in kausalen Zusammenhang zu bringen; daß dem aber nicht so ist, ergibt sich schon aus dem gelegentlichen Fehlen der Rötung unter dem Cenoman, sodann stehen ihm auch Bedenken entgegen, die sich aus den genetischen Verhältnissen der cenomanen Schichten ergeben. In den oben genannten westlichen Randgebieten der sächsischen Kreide beginnt das Cenoman mit der Crednerienstufe, auf welche dann der untere Quadersandstein folgt; weiter im Osten ist diesen beiden Stufen zusammen der dort entwickelte Carinatenquader äquivalent, dessen unterste, meist grobsandig ausgebildete Schichten also mit der Crednerienstufe gleichaltrig sind. Diese letztere selbst setzt sich zusammen aus oft nur sehr wenig verfestigten, meist glänzend weißen Kiesen und Granden (Grundschotter), sowie aus dünnschichtigen tonigen Sandsteinen und schieferigen Tonen, die z. T. sehr reich an verkohlten Laubholzblättern sind (Niederschönaer Schichten). Durch kohlige Beimengungen sind die Schiefertone und Sandsteine teilweise so stark imprägniert, daß man vielerorts Schürfungen auf Kohle vorgenommen hat; man traf dabei auch kleine Flözchen von Schwarzkohle an, die jedoch ihrer geringen Mächtigkeit wegen bisher nirgends bauwürdig befunden wurden. Im ganzen weisen die Ablagerungen der Crednerienstufe bezüglich des Ortes ihrer Entstehung auf litorale Gewässer hin, und zwar teils auf stark bewegte Strömungen, deren Richtung und Lage oft wechselte, wie dies im Mündungsgebiet von Flüssen der Fall ist, teils auch auf flache, morastige Gewässer. Da die Kohlenflözchen der Crednerienstufe nicht durch Zusammenschwemmung bereits vorher gebildeter Kohlen entstanden sind, sondern der Verkohlungsprozeß der pflanzlichen Materie an Ort und Stelle vor sich gegangen ist, so müssen in den tiefsten cenomanen Schichten Wässer zirkuliert haben, welche Kohlensäure und organische Stoffe gelöst enthielten, und welche deshalb auf die Gesteinsbestandteile dieser Schichten selbst ebenso wie auf jene des Untergrundes die gleichen Wirkungen auszuüben vermochten, wie sie andernorts unter Braunkohlen- und Steinkohlenflözen beobachtet werden, nämlich kaolinische Verwitterung. Bei diesem Prozeß werden die Eisenverbindungen in die Ferroform gebracht und meist in Lösung fortgeführt. Die morastige Beschaffenheit der Gestade des Kreidemeeres und damit die Zuführung

kohlensäurehaltiger Gewässer dürfte auch weiterhin im Cenoman und im Turon angehalten haben, worauf die garnicht seltenen Kohlebröckchen und -schmitzen in den höheren Horizonten (z. B. im Labiatussandstein, Grünsandstein der Brongniarti-Stufe) hinweisen. Terrestre Bildungen des späteren Cenomans und des Turons sind jedoch nicht erhalten. Nach der Zusammensetzung der cenomanen Schichten ist also unter ihnen prinzipiell eine, wenn auch nur schwache kaolinische Verwitterungskruste des Untergrundes zu erwarten. Wenn aber tatsächlich eine rotlehmige Verwitterung des Gesteinsuntergrundes beobachtet wird, so kann eine solche eisenfixierende Verwitterung ihre Ursache nicht in der Beschaffenheit der cenomanen Gewässer haben, sie muß vielmehr bereits vor der cenomanen Transgression vorhanden gewesen sein und ist als ein Zersetzungsvorgang an einer präcenomanen Landoberfläche aufzufassen.

Sind die oben angegebenen Eigenschaften der in den Cenomanschichten zirkulierenden Gewässer richtig, so müßten einerseits die in den cenomanen Sedimenten enthaltenen feldspathaltigen Gesteinsbruchstücke kaolinisiert sein, andererseits müßte auch die rote präcenomane Verwitterungskruste selbst wenigstens oberflächlich durch Lösung des Eisens entfärbt worden sein.

Daß die erstgenannte Forderung tatsächlich erfüllt ist, dafür spricht am deutlichsten das Fehlen unverwitterter Porphyrgerölle in den Grundschottern des Cenomans. Diese setzen sich fast nur aus blendend weißen Quarzgeröllen zusammen, neben denen sich (an Menge aber sehr zurücktretend) noch Kieselschiefer-, Quarzitschiefer-, Amethyst-, Eisenkiesel-, Hornstein- und Turmalinschiefer-Gerölle einfinden. Quarzporphyrgerölle sind stellenweise nicht selten; sie sind jedoch niemals völlig frisch, sondern stets mehr oder minder stark kaolinisch verwittert, so daß sie bisweilen geradezu als Tongerölle im Schotter liegen. So heißt es in den Erläuterungen zu Sektion Freiberg (von A. SAUER, II. Aufl., S. 53): „Auffällig waren vereinzelte, zwischen dem ganz groben Geröll liegende bis eigroße Thongallen, die man erst bei genauer Untersuchung durch Zerschneiden ihrer wahren Entstehung nach erkennt, und zwar als vollkommen in Thon bzw. Kaolin umgewandelte Gerölle von quarzarmem Porphyr, welche noch deutliche Fluidalstruktur und die Umrisse der ehemaligen porphyrartigen Feldspäthe zeigen". Nun ist es aber durchaus unwahrscheinlich, daß der Porphyr bereits in so stark verwittertem Zustande als Geröll in den Schotter gekommen ist. Da zum Transport solch großer Gerölle schon eine beträchtliche Stoßkraft des

Wassers erforderlich ist, so wären Stücke derartig stark kaolinisierten Porphyrs beim Transport zweifellos völlig zerdrückt und zerkleinert worden. Die Vertonung des Porphyrs wird deshalb mit großer Wahrscheinlichkeit erst nach der Ablagerung der Gerölle erfolgt sein[1]).

Die zweite der oben genannten Forderungen, die oberflächliche sekundäre Entfärbung der präcenomanen rotlehmigen Verwitterungsböden, scheint bisher nicht beobachtet worden zu sein. Beim Mangel an Aufschlüssen ist dies auch nicht möglich, weil dann an der Erdoberfläche die roten Farbtöne des Untergrundes infolge der Bearbeitung des Bodens und der dadurch hervorgebrachten Vermischung der obersten Erdschichten stets vorherrschen werden. Eine exakte Beobachtung über die sekundäre Entfärbung geröteten Kreideuntergrundes ist nur in künstlichen Aufschlüssen möglich; solche, die bis ins Liegende der Kreideschichten gehen, sind aber selten. Der einzige geeignete Aufschluß, der gelegentlich der Revision der Sektion Tharandt aufgefunden wurde, bot sich am „Götzenbüschchen" südöstlich von Rabenau.

Das Götzenbüschchen ist eine kleine, völlig isoliert gelegene Cenomanpartie von nur 300 m Länge und etwa 100 m Breite. Sie wird aus schön diskordant geschichtetem Sandstein gebildet, der im Tiefsten sehr grobkörnig ist und auch eine Konglomeratbank birgt. Diese enthält ziemlich häufig vollständig kaolinisierte Quarzporphyrgerölle. Die ganze Mächtigkeit des Cenomankomplexes beträgt gegen 6 m. Da der Sandstein meist nur sehr wenig verfestigt ist, wird er mit Hacke und Schaufel gewonnen, klar geklopft und dann als Bausand verwendet. Infolge des intensiven Abbaues sind in dem kleinen Vorkommen eine ganze Anzahl guter Anbrüche vorhanden. An der Westseite des Götzenbüschchens ist nun gleichzeitig auch das Grundgebirge, etwa 2 m tief, mit aufgeschlossen.

[1]) Anhangsweise sei darauf hingewiesen, daß die Kieselsäure, welche bei der Kaolinisierung der feldspathaltigen Gesteine des Cenomans in Lösung ging, sich namentlich an den Quarzgeröllen der Grundschotter wieder ausschied und den eigentümlichen Atlasschimmer der Gerölle verursachte; an den kleineren Quarzkörnchen setzte sie sich als sog. ergänzende Kieselsäure an und heilte die Krystallfragmente zu kleinen, oft sehr scharf begrenzten Kryställchen aus. Derartige „Krystallsandsteine" bilden ein wesentliches Glied der Crednerienstufe. Daß sie nicht einfach zusammengeschwemmte Quarzkrystalle aus verwittertem Quarzporphyr sind (vgl. Erläuterungen zu Sekt. Tharandt, I. Aufl. 1891, S. 68), dafür spricht schon die Beobachtung, daß die Quarze der Quarzporphyre meist mehr oder weniger stark korrodierte Krystallflächen besitzen, während die Komponenten der Krystallsandsteine von sehr scharfen und glänzenden Flächen begrenzt werden.

Dieses wird hier von steilstehenden feinkörnigen Gneisen gebildet. Über ihnen lagert schwach nach Osten geneigt zunächst eine Schicht recht festen gröberen Sandsteins, darauf eine Bank festen, feinkörnigen Sandsteins, und schließlich folgen lockere Sandsteine mit einzelnen Geröllagen. Der Gneis ist **intensiv rot bis violett gefärbt, die obersten 15—20 cm sind jedoch wieder entfärbt und haben daher hellrötliche bis hellgelbliche Farbe angenommen, in den allerobersten Teilen sind sie sogar vollständig weiß** geworden. Auf einer Spalte, die den Gneis senkrecht durchsetzte, **war diese Entfärbung auch nach der Tiefe zu vor**geschritten, und zwar betrug die Breite der Bleichungszone **längs der Spalte oben etwa 15 cm, in 1 m Tiefe aber nur noch 2—3 cm. Daraus ergibt sich, daß die entfärbenden** Agenzien von oben her vorgedrungen sind. Daß sie aber nicht in dem Grundwasser zu suchen sind, welches die Cenomanschichten des Götzenbüschchens vor ihrer völligen Isolierung sicher ebenso reichlich bargen wie diejenigen anderer Gegenden, geht daraus hervor, daß die Entfärbung nicht auch längs solcher Spalten nach der Tiefe zu vorgedrungen ist, welche Gneis und Cenoman zusammen durchsetzen. Nur längs der präcenomanen Klüfte im Gneis ist die Bleichung vorgeschritten. **Sie kann daher nur eine Folge von Agenzien sein, die zur** Cenomanzeit selbst wirksam gewesen sind: die Rotfärbung des Untergrundes aber muß schon vor der cenomanen Transgression bestanden haben. Auch an anderen Stellen wurden die obersten Schichten unter dem Cenoman gebleicht angetroffen, ohne daß allerdings gleichzeitig auch das gerötete Liegende überall mit aufgeschlossen gewesen wäre. So steht beim Hochbehälter westlich von Dohna (südlich von Dresden, auf Blatt Pirna) grobkörniger Granit intensiv gerötet zu Tage an; in einer kaum 150 m entfernten Tongrube dagegen überlagern cenomane Schichten einen kleinen Buckel völlig entfärbten, tonig zersetzten Granits. Auch der rötlich-violette Quarzporphyr des Kahlbuschs bei Dohna wurde letzthin bei einem Hausbau an der Heidenauer Straße oberflächlich vollkommen farblos befunden, nach der Tiefe zu nahm das Gestein rasch seine normale Färbung an.

Es war zu vermuten, daß es sich bei der Rötung der Auflagerungsfläche der Kreide nicht um eine einfache Färbung durch Einwanderung von Eisenoxyd handelt, sondern daß auch eine Zersetzung der Gesteine eingetreten ist, und zwar scheint es sich um eine präcenomane Rotlehmbildung zu handeln. Eine vorläufige Untersuchung von Dünnschliffen des geröteten

und des wieder entfärbten Gneises vom Götzenbüschchen ergab, daß von dem Gneis nur der Quarz und der Muscovit unzersetzt erhalten sind. Feldspat und Biotit aber sind völlig verschwunden. Der Feldspat ist in schwach doppeltbrechende kaolinische Massen umgewandelt. Die von Eisenoxyd und Eisenoxydhydraten pigmentierten Striemen und Flasern dürften den ehemaligen Biotitlamellen entsprechen. Der entfärbte Gneis unterscheidet sich im Schliff von dem geröteten nur durch das Fehlen dieser Pigmentstriemen. Aluminiumhydroxyde konnten nicht nachgewiesen werden. Es liegt demnach keine präcenomane Lateritisierung, sondern nur eine präcenomane Rotlehmbildung vor, die aber wohl auf ähnliche Ursachen zurückzuführen sein wird wie die Entstehung der entsprechenden rezenten Gebilde. Auch bei der heutigen Roterdenbildung der tropischen und subtropischen Länder geht die Gesteinszersetzung durchaus nicht sofort bis zum Laterit. So teilt W. KOERT aus Ostusambara mit[1]), daß die dortigen Verwitterungsböden zum größten Teil aus Rotlehm bestehen, und daß der Lateritlehm als Produkt der beginnenden Lateritisierung nur in kleinen, scharf umgrenzten Bezirken im Gebiete des gewöhnlichen Rotlehms auftritt.

Nach alledem ist es wahrscheinlich, daß es sich bei der rotlehmigen Zersetzung des Untergrundes der sächsischen Kreide um eine R o t e r d e n b i l d u n g an einer alten Landoberfläche handelt.

Eine völlig genaue Bestimmung der Zeit, zu welcher diese festländische Verwitterung stattgefunden hat, stößt auf Schwierigkeiten.

Da auch der Untergrund des Rotliegenden im benachbarten Döhlener Becken gelegentlich stark gerötet angetroffen wurde[2]), so erscheint es zunächst naheliegend, die beschriebene Rötung mit der präpermischen Landoberfläche in Zusammenhang zu bringen, obschon die Wahrscheinlichkeit, daß sich eine solche, wenn auch etwas denudiert, bis ins Cenoman erhalten hat, nicht groß ist. Vor allem ist zu bedenken, daß die gewaltigen Mengen von Gneisgeröllen, die im Mittelrotliegenden des Döhlener Beckens (Äquivalent der Lebacher Stufe) zusammengehäuft wurden, und die fast völlig unverwittert sind, nur aus den nahen Gneisgebieten im Westen und Südwesten des Beckens stammen können, also aus Gegenden, in denen

[1]) Diese Zeitschr. 1904, Monatsber., S. 27.

[2]) Z. B. wurden im 13. Querschlag östlich von der 13. Hauptstrecke im Reviere der Königlichen Steinkohlenwerke stark gerötete phyllitische Tonschiefer und Quarzitschiefer des Altpaläozoicums angefahren.

man den Untergrund der Kreide roterdig zersetzt findet. Eine präpermische Verwitterungskruste müßte daher hier schon zur Zeit der Lebacher Stufe wieder entfernt und der unzersetzte Gneis wieder angeschnitten gewesen sein. Die noch jetzt zu beobachtende Rötung der Gneise in dem mutmaßlichen Ursprungsgebiet der Gneisgerölle des Rotliegenden muß demnach jünger als Lebacher Stufe sein.

Aus der Zeit nach Ablagerung unseres Mittelrotliegenden fehlen in dem eingangs abgegrenzten Beobachtungsgebiet alle Formationen bis zum Cenoman. Deshalb lassen sich ja auch die präcenomanen Störungen, die das Rotliegende des Döhlener Beckens betroffen haben, ihrem Alter nach nicht genauer festlegen. Erst weiter im Osten treten längs der Lausitzer Hauptverwerfung an einigen Stellen Jurareste auf (Dogger und Malm), die infolge starker Schichtenschleppung aus dem Untergrunde der Kreide mit heraufgebracht worden sind. Der Versuch, die besprochene Roterdenbildung bezüglich ihres Alters nach diesen jurassischen Ablagerungen zu orientieren, ergibt kein sicheres Resultat, da die Nachrichten über die petrographische Ausbildung dieser zurzeit nicht mehr aufgeschlossenen Schichten nur wenig eingehend sind. Die älteste Schicht bildet bei Hohnstein die sog. rote Lage, die nach COTTA[2]) aus rotem, weißem und gelbem Ton besteht. Ihre Zugehörigkeit zum Jura muß als unsicher betrachtet werden; da andernorts an der Verwerfung auch Rotliegendes festgestellt ist, könnte sie möglicherweise auch zum Perm zu rechnen sein. Auf sie folgt eine „schwarze Lage, aus schwarzem bituminösen Ton bestehend, welcher oft Pechkohle und viele Versteinerungen enthält“, dann folgt „Mergel mit festen Kalksteinknollen“, darauf „fester, blaugrauer Kalkstein“ und schließlich „Sandstein mit einzelnen Kalkknollen“. Aus dieser Ausbildung der jurassischen Schichten den Schluß zu ziehen, daß die Rötung jedenfalls vor dem Malm und sicher nicht später stattgefunden haben muß, kann nicht als einwandfrei angesehen werden. Denn aus der geringen Verbreitung jurassischer Ablagerungen in Sachsen und Böhmen muß man unbedingt auf eine starke Denudation vor dem Cenoman schließen. Wären die jüngsten Schichten unseres Juras von der Rötung mitbetroffen worden, so könnte diese Verwitterungsrinde, wie es auch an manchen anderen Stellen der Fall ist, ganz gewiß bei der cenomanen Transgression

[2]) B. COTTA: Geognostische Wanderungen II. Dresden u. Leipzig 1838: Die Lagerungsverhältnisse an der Grenze zwischen Granit und Quadersandstein bei Meißen, Hohenstein, Zittau und Liebenau.

wieder zerstört worden sein. Denn tatsächlich ist die stark rotlehmige Zersetzung des Grundgebirges unter der Kreide nicht überall mehr vorhanden. An manchen Orten beobachtet man nur gerötetes, aber nicht stark lehmig zersetztes Gestein (wie bei dem Gneis am Götzenbüschchen), an einigen anderen ist das Grundgebirge auch völlig frei von dieser Art der Verwitterung (wie der Granit des „Großen Horns" bei Gottleuba). Aber trotz dieser einschränkenden Beobachtungen, deren Anführung nur den Unwert der vereinzelten Jurareste für die Altersbestimmung der Rötung zeigen soll, ist die Verbreitung geröteten Grundgebirges unter dem Cenoman doch so beträchtlich, daß man den Eindruck gewinnt, daß die Roterdenbildung nicht sehr lange vor dem Cenoman stattgefunden hat. Allerdings mit wirklicher Sicherheit ist die Zeit dieses Vorganges nur dahin zu bestimmen, daß sie zwischen Lebacher Stufe und Cenoman liegen muß.

---

31. Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauerlandes.

Von Herrn W. Henke.

z. Z. Attendorn, im August 1913.

Durch eine Dienstreise, die ich im Auftrage der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Juli dieses Jahres in das östliche Sauerland ausgeführt habe, um dort die Ausbildung des oberen Mitteldevons mit der der Attendorner Gegend zu vergleichen, habe ich Funde gemacht, deren weitere Verfolgung für die Stratigraphie dieses Gebietes von Bedeutung sein wird. Die Ergebnisse dieser Reise ergänzen meine Resultate früherer Beobachtungstouren in günstiger Weise.

In folgender Mitteilung gebe ich nur kurz die Resultate dieser und früherer Exkursionen in das östliche Sauerland wieder. Leider kann ich auf die früheren Arbeiten anderer Geologen, v. Dechen, Schulz, Holzapfel, Kayser, Denckmann, Eickhoff, Fuchs, W. E. Schmidt, Wegner, Gräfenkämper u. a., hier nicht eingehen, da mir zurzeit die nötige Literatur nicht zur Verfügung steht. In einer späteren ausführlicheren Bearbeitung meines Materials werde ich dies nachholen. Wegen der Wichtigkeit der Ergebnisse glaube ich diesen Weg einschlagen zu dürfen.

In folgender Tabelle habe ich einige Profile der Meßtischblätter Attendorn, Endorf, Arnsberg-Süd, Meschede und Eversberg, wie sie nach meinen Untersuchungen zu deuten sind, gegenübergestellt.

Auch in der Gegend von Brilon glaube ich die gleiche Einteilung durchführen zu können. Leider fehlen mir dort noch die Fossilfunde, durch die ich meine Ansicht bestätigen kann. Soviel kann ich aber schon von dort berichten, daß die Schiefer, die auf der v. DECHENschen Karte, Blatt Berleburg, südlich des Eisenberges als i^3 = Culm aufgefaßt sind, Alaunschiefer des obersten Mitteldevons sind. Diese Alaunschiefer stelle ich über die Aktinocystisschichten und glaube, daß sie Äquivalente der Alaunschiefer sind, die an der Basis des Horizontes des *Pinacites discoides* auftreten und somit dem Meggener Schwefelkieslager entsprechen würden.

Ferner habe ich Alaunschiefer mit kieseligen Kalken in der Gegend von Dotzlar bei Berleburg kennen gelernt. Auch diese Schichten hat v. DECHEN als i^3 = Culm dargestellt. Diese schmale Zone von i^3 liegt nicht mitten in oberdevonischen Schichten (k^1), wie sie v. DECHEN auf Blatt Berleburg dargestellt hat, sondern zwischen Wissenbacher Schichten und Oberdevon und vertritt wahrscheinlich das ganze obere Mitteldevon und unterste Oberdevon.

Ebenso fand ich auf Blatt Laasphe dunkle, alaunschieferähnliche Tentakulitenschiefer mit dünnen Kalkbänken, die durch ihre Lagerung als oberes Mitteldevon und unteres Oberdevon bestimmt werden. Gute Aufschlüsse hierin sind auf Blatt Laasphe am Bolzeköpchen, südlich Holzhausen, an der Burg in der Nähe des Bahnhofs Saßmannshausen, ferner auf Blatt Eibelshausen bei Eisenbach und Gönnern, wo in diesem Horizont auch Diabase auftreten.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß dieser Alaunschieferhorizont in Hessen[1]) und Thüringen wiederzufinden ist.

Für die Ramsbecker Gegend ergibt sich aus der Profiltafel ein nicht unwichtiges Resultat. Es ist durch meine Untersuchung nachgewiesen worden, wo die Ramsbecker Schichten[2]) DENCKMANNS im Profil unterzubringen sind.

[1]) Nach Drucklegung dieser Mitteilung konnte ich auf einer Exkursion feststellen, daß die Alaunschiefer des südwestlichen Teiles der Lahnmulde schon im unterem Mitteldevon beginnen.

[2]) DENCKMANN, über das Nebengestein der Ramsbecker Erzlagerstätten Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt; 1908, XXIX. II, Heft, 2.

EICKHOFF, der Bastenberger Gangzug bei Ramsbeck i. W. und sein Nebengestein, Dissertation, Bonn 1910.

	Meßtischblatt:	Attendorn	Endorf	Arnsberg-Süd	Meschede	Eversberg
Oberes Oberdevon	Wocklumer Schichten	graue Tonschiefer mit Kalkknollen mit Clymenien	?	graue Tonschiefer mit Kalkknollen	?	?
	Clymenien-Schichten	Clymenien-Kalke / rote und grüne Cypridinenschiefer. Kalkknotenschiefer	rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer mit Sandsteinen	rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer mit Sandsteinen		rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer ohne Sandsteine
	Nehdener-Schiefer	dunkle Tonschiefer mit verkiesten Goniatiten und Kalklinsen / Tonschiefer mit Brachiopoden	graue Tonschiefer mit Cypridinen, an der Basis mit Cypridinen und Tentaculiten			
Unteres Oberdevon	Adorfer Kalke. Büdesheimer-Schiefer	plattiger Kalk mit schwarzen Kalklinsen mit Adorfer Fauna	Tentaculitenschiefer	Tentaculitenschiefer mit Flinzkalken		
Oberes Mittel-	Horizont des *Pentamerus [illegible]*	Massenkalk, Dolomit, an der Basis schwarze Kalke mit Alaunschiefern	Tonschiefer mit Diabasen und Tuffen	Flinzkalke mit Tonschiefern. Diabasdecken und Tuffe	Flinzkalke mit Dachschiefern und Alaunschiefer ähnlichen Tonschiefern und Tentaculitenschiefern. Diabasdecken	
	Horizont des Massenkalkes von Fretter	Massenkalk und Dolomit				
	Actinocystis-Schichten	kalkreiche Tonschiefer mit Korallenkalken, an der Basis 15–20 m mächtiger Kalk	Tonschiefer mit Brachiopoden, an der Basis 20—40 m mächtiger Kalk (*Actinocystis*-Kalk von E. SCHULZ)			
	Caiqua-Schichten	Sandsteine, sandige Tonschiefer mit *Rensselaeria caiqua* (*Newberria amygdalina*)			sandige Tonschiefer mit *Rensselaeria caiqua* (*Newberria amygdalina*)	

devon	Horizont der Finnentroper Bruchsteine	kalkreicher Tonschiefer mit Crinoidenkalken	kalkführende Tonschiefer			
	Horizont der Odershäuser Kalke	Tentaculitenschiefer mit Kalklinsen, mit Odershäuser Fauna. Alaunschiefer — gebänderte Tonschiefer	Tonschiefer mit Tentaculitenschiefern			Tonschiefer mit Gängen und Introsivlagern von Diabas und Palaeopikrit. (Liegende Tonschiefer [2])
	obere Wissenbacher Schichten	mürbe Tonschiefer mit untergeordneten, z. T. carbonatischen Sandsteinen	Tonschiefer mit geringen Sandsteineinlagerungen			
Unteres Mitteldevon	Brachiopoden-Schiefer	Tonschiefer mit reicher Fauna	Tonschiefer	(Treten nicht zutage)	(Noch nicht untersucht)	
	untere Wissenbacher Schichten — Mühlenberg-Sandstein	dicke Sandsteinbänke mit Einlagerung von plattigen Sandsteinen und Tonschiefern	dicke Sandsteinbänke mit Einlagerung von plattigen Sandsteinen und Tonschiefern			Sandsteine, Grauwackenschiefer und Tonschiefer (Ramsbecker Schichten)[2]
Oberes Unterdevon	*Cultrijugatus*-Schichten	Grauwacken, kalkreiche Crinoidenschiefer und Korallenkalke	Grauwacken[1], Crinoidenschiefer und Korallenkalke			Tonschiefer mit Einlagerungen von Sericitschiefer (Porphyrtuff) vom Eltmeckestollen (Hang. Tonschiefer)[2]
	Porphyrtuff	Tuffe von Frielentrop (Lennetal)	Tuff nordöstlich Wildewiese			
	Ober-Koblenz-Schichten	Tonschiefer, Grauwackensandsteine Konglomerate	Tonschiefer, Grauwackensandsteine Konglomerate			

[1] Auf dem Nachbarblatt fand ich hierin bei Rönkhausen *Spirifer cultrijugatus*.

[2] von DENCKMANN und EICKHOFF.

Hieraus folgt, daß man es in der Ramsbecker Gegend nur mit einem einfachen Profil, welches stark nach Norden überkippt ist, zu tun hat.

Die schwache Tuffeinlagerung in den Tonschiefern, die bei der überkippten Lagerung im Hangenden der Ramsbecker Schichten auftreten, glaube ich mit dem Tuff identifizieren zu dürfen, den W. E. SCHMIDT[1]) in den Cultrijugatus-Schichten auf Blatt Altenhundem südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde nachgewiesen hat.

Die starke Schieferung in der Ramsbecker Gegend läßt nur schwer die Schichtung erkennen, es scheint aber, daß die Schichten im allgemeinen steiler einfallen als die Schieferung. Wenn die Schichten sehr flach liegen, so folgt die Schieferung auch wohl der Schichtung. Sowohl die Grauwacken als auch die Grauwackenschiefer und Tonschiefer zeigen die Wirkung des Druckes, der die Schieferung hervorgerufen hat, in hohem Maße.

Meine stratigraphischen Resultate geben auch den tektonischen Verhältnissen des östlichen Sauerlandes eine neue Deutung. Es sind zwei Hauptsättel[2]), mit starker Spezialfaltung zu unterscheiden. Der südliche Hauptsattel, der vom Siegerland nach Nordosten über Wingeshausen, Züschen nach Medebach streicht, und der nördliche Hauptsattel, dessen Achse von Stadtberge nach Südwesten südlich Ramsbeck verläuft, weiter nach Westen untertaucht und erst westlich der Attendorner Doppelmulde sich wieder heraushebt.

[1]) W. E. SCHMIDT, Cultrijagatuszone und unteres Mitteldevon südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1912, **33**, II.

[2]) E. SCHULZ, Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Olpe und Brilon, Bonn 1890.

32. Der geologische Aufbau der Gebirge um das Kopaïsbecken (Mittelgriechenland).

Von Herrn CARL RENZ.

Zurzeit Athen, 3. Juni 1913.

Die Gesteine der Gebirge im Norden und Osten des Kopaïs wurden auf der bisher vorliegenden geologischen Karte von A. BITTNER[1]) als obere Kreidekalke und Kreideschiefer bzw. Serpentine kartiert. A. BITTNER hat als Mitglied der österreichischen Expedition zur geologischen Erforschung von Mittel- und Nordgriechenland das östliche Mittelgriechenland aufgenommen. Unsere Kenntnis des hier zu besprechenden Gebietes beruhte bis jetzt ausschließlich auf den Arbeiten dieses Forschers; die Untersuchungen früherer Autoren, wie FIEDLER, RUSSEGGER, SAUVAGE, J. SCHMIDT, können nach dem heutigen Stande der Wissenschaft nurmehr historisches Interesse beanspruchen.

A. PHILIPPSON und V. HILBER sind allerdings noch nach BITTNER in Mittelgriechenland gereist, haben aber die Gebirge um den Kopaïs nicht besucht.

Die Geologen der österreichischen Mission (NEUMAYR, BITTNER und TELLER) gliederten die gesamten mesozoischen Ablagerungen Mittelgriechenlands in einen oberen und einen unteren Kreidekalk, zwischen denen eine oberkretazische Schiefer-Sandsteinformation, der sogenannte Macigno (= Flysch), eingeschaltet ist. Der Macigno soll seinerseits öfters noch einen mittleren Kreidekalk einschließen.

In diesen Kreidekalken und Kreideschiefern BITTNERs gelang es mir, jetzt außer der Kreide noch J u r a und O b e r t r i a s nachzuweisen.

Die Feststellung der älteren Formationen und die Horizontierung der Schichtenfolge besitzt nicht nur lokale Bedeutung, sondern ist auch insofern wichtig, als weite Gebiete im östlichen Mittelgriechenland, so die ganzen Lokrischen Gebirge und der Oeta, die gleiche Entwicklung, wie die Gebirge um das Kopaïsbecken aufweisen.

Die Schichtenfolge der Obertrias, des Jura und der Kreide ist in den Gebirgen um den Kopaïs, in den Lokrischen Gebirgen und im Oeta von unten nach oben die folgende:

[1]) Denkschrift. Akad. Wiss. Wien 1880, Bd. 40.

1. Mächtige lichte Dolomite bzw. dolomitische Kalke, die in ihren oberen grauen, halbkrystallinen Partien Gyroporellen und Megalodontendurchschnitte enthalten. Die letzteren sind spezifisch unbestimmbar; bei den Gyroporellen handelt es sich wohl um die auch in der Obertrias der Jonischen Zone und des Kythaeron häufige *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL.

Der Dolomit dürfte ein vollständiges oder teilweises Äquivalent des alpinen Hauptdolomites darstellen.

Darüber folgt in Konkordanz an der unteren Grenze in allmählichem Übergang

2. ein mächtiger Komplex dunkelgefärbter, geschichteter Kalke von teils dickerer, teils dünnerer Bankung. Die Mächtigkeit dieses dunklen Kalkkomplexes ist wohl nicht unter 3—400 m zu veranschlagen. Die Fossilführung ist äußerst gering: in den unteren Partien findet sich eine Zone mit Megalodonten; im oberen Teil bilden Bänke mit *Cladocoropsis mirabilis* FELIX einen ebenso leicht kenntlichen, wie horizontal weit durchgehenden wichtigen Leithorizont.

Große Muscheldurchschnitte im oberen Teile dieser Kalkentwicklung dürften den Umrissen nach von Diceraten herrühren. Ihre spezifische Bestimmung ist aber ebensowenig durchzuführen, wie bei den an der Unterkante desselben Schichtenkomplexes auftretenden Megalodonten. Eine Verwechslung der Megalodonten und Diceratendurchschnitte ist leicht möglich. Nur diejenigen Durchschnitte sind daher generisch einigermaßen sicher zu deuten, deren Lage im Schichtenverbande genau feststeht.

Der dunkle Kalkkomplex wird von

3. der Serpentin-Hornsteingruppe überlagert. Im oberen Teil der Schiefer-Hornsteingruppe erscheinen Erzlager (in erster Linie Eisen), die abgebaut werden.

4. Graue, teils klotzige und massige, teils auch geschichtete Rudistenkalke.

5. Flyschartige Gesteine (Schiefer und Sandsteine), die wohl ebenfalls noch in der Hauptsache der Kreide zuzuzählen sind.

Die letzteren Gesteine können, wie im Oeta, z. T. auch die Rudistenkalke ersetzen.

Was das Alter dieser Schichtenfolge anlangt, so gehören die weißgrauen Dolomite, wie bereits erwähnt, der oberen Trias an. Eine genaue Horizontierung innerhalb der Dolomitmassen ist vorerst aus Mangel an paläontologischem Material ausgeschlossen.

Ebensowenig läßt sich der dunkle Kalkkomplex in stratigraphische Zonen zergliedern. Die Megalodonten erscheinen

nur als Durchschnitte, die sich spezifisch nicht näher bestimmen lassen; die Schalen sind zu fest mit dem Gestein verwachsen und können nicht unversehrt herausgelöst werden. Jedenfalls gehört der Megalodontenführende Horizont der Obertrias, eventuell auch noch dem unteren Lias an.

Die in der oberen Partie des dunklen Kalkkomplexes auftretenden Spongiomorphiden, nämlich *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, sind bisher nur noch aus dem Jura von Dalmatien bekannt. Nach KERNER und SCHUBERT entstammen diese von FELIX beschriebenen dalmatinischen Korallen den obersten Lagen eines mächtigen Komplexes fast fossilleerer grauer Kalke, der von Lias unter- und von den hauptsächlich tithonischen sogenannten Lemesschichten (oberes Kimmeridgien und Tithon) überlagert wird.

In Dalmatien gehören die Cladocoropsis-Schichten daher sicher dem Oberjura an, wenn auch noch keine Anhaltspunkte für eine nähere Präzisierung ihres Alters gefunden werden konnten.

Die oben angegebene Schichtenfolge legt den Gedanken nahe, daß die hellenischen Cladocoropsis-Schichten den analogen dalmatinischen Bildungen auch im Alter gleichstehen. Die Niveaudifferenz zwischen den Megalodontenführenden Partien und den Cladocoropsisbänken dürfte nach meiner Schätzung etwa 200—300 m betragen.

Auch sonst ist die im östlichen Hellas beobachtete Schichtenfolge der dalmatinischen Entwicklung sehr ähnlich. In Dalmatien folgen über Dolomiten graue Kalke mit *Megalodus pumilus* und hierüber weitere Kalk- bzw. Dolomitmassen — zurzeit auch noch nicht näher horizontiert — bis hinauf zu den Cladocoropsis-Schichten.

Wie ich schon früher ausführte, kehren die wesentlichen Züge der dalmatinischen Entwicklung erst im östlichen Griechenland wieder, was auch jetzt wieder durch den Nachweis der oberjurassischen Cladocoropsis-Kalke in den Gebirgen um den Kopaïs, in den Lokrischen Gebirgen und im südöstlichen Oeta erwiesen wird. Ebenso sind auch die Grünstein-Gebiete im westlichen Hellas, d. h. in der Jonischen Zone, nicht vorhanden. Die Jura-Entwicklung der Jonischen Zone weist vielmehr zur Apenninen-Halbinsel hinüber. In der Argolis lösen sich die beiden Facies ab. Hier folgt bereits über dem Jonischen Dachsteinkalk und Oberlias die Schiefer-Hornsteingruppe mit Serpentin. Das Tithon erscheint hier in der Facies grauer Ellipsactinienkalke, eine Entwicklung, die in den mittelgriechischen Hochgebirgen des Parnaß, der Vardussia und der Kiona eine große Bedeutung erlangt.

Die oberjurassischen Cladocoropsis-Schichten sind im östlichen Mittelgriechenland weit verbreitet. Sie finden sich, abgesehen von den jetzt neu festgestellten Vorkommen in den Gebirgen im Osten und Norden des Kopaïs, auch noch in den Lokrischen Gebirgen und im Oeta. In einer vom Gelände aus publizierten Mitteilung[1]) über die Geologie der Lokrischen Gebirge hatte ich diese merkwürdigen Spongiomorphiden ohne Literatur als *Spongiomorpha aff. ramosa* FRECH bezeichnet. Tatsächlich steht ja auch *Spongiomorpha ramosa* unter den bekannten Spongiomorphiden der *Cladocoropsis mirabilis* FELIX zweifellos am nächsten. Auch FELIX[2]) rechnet seine neue Gattung *Cladocoropsis* zu den *Spongiomorphidae*, die er in zwei neue Unterfamilien, die *Cladospongiomorphinae* und die *Eusopongiomorphinae* zerlegt. *Cladocoropsis mirabilis* gehört zu der ersteren Unterfamilie.

Im östlichen Hellas bilden jedenfalls die dunkeln Spongiomorphiden-Bänke mit *Cladocoropsis mirabilis* in Anbetracht ihrer weiten regionalen Verbreitung und der sonstigen Fossilarmut der dortigen mesozoischen Kalkmassen einen äußerst wichtigen und charakteristischen Leithorizont. Wie gesagt, sind die dunkeln oberjurassischen Cladocoropsis-Bänke bisher aus den Gebirgen im Osten, Norden und Westen des Kopaïs, aus den Lokrischen Gebirgen (Chlomosgebirge, Epiknemidisches Gebirge, Saromatagebirge) und aus dem Oeta (Xerovunihorst) bekannt. Sie treten also nach meinen bisherigen Untersuchungen in erster Linie nördlich des Kopaïsgrabens auf. Der Kopaïsgraben bildet demnach auch in facieller Hinsicht scheinbar eine wichtige Grenzzone.

In den Hochgebirgen südlich des Kopaïsgrabens ist die Juraformation auch noch nicht mit der Vollständigkeit nachgewiesen, wie in den Horsten nördlich dieser Grabeneinsenkung.

Auf paläontologischer Grundlage sind hier bis jetzt nur tithonische graue Ellipsactinienkalke erwiesen[3]).

---

[1]) CARL RENZ: Die Trias im östlichen Mittelgriechenland. Centralbl. f. Min. usw., No. 3, 1912, S. 67—85.

[2]) J. FELIX: Eine neue Korallengattung aus dem dalmatinischen Mesozoicum. Sitzungsber. der Naturforsch. Ges. zu Leipzig 1906. Herr FELIX, der Begründer der neuen Gattung und Art, hatte die Freundlichkeit, einige meiner Stücke aus dem Oeta (von Kukuwitza am Xerovunihorst) mit seinen dalmatinischen Originalen zu vergleichen. Nach seiner Ansicht stimmen die Stücke des Oeta mit den dalmatinischen vollständig überein.

[3]) CARL RENZ: Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands. Jahresber. der Schlesischen Ges. für vaterl. Kultur (Sektion für Geol., Geogr., Berg- und Hüttenwesen), 1912, S. 84—86.

Diese grauen Ellipsactinienkalke bilden zunächst den Gipfelkamm der Vardussia mit dem Hauptgipfel H. Ilias, und zwar als Kern einer nach Westen überhängenden Kreidefalte[1]).

Faciell idente und gleichalterige Kalke setzen ferner den Gipfelkamm der Kiona zusammen.

In einer früheren Mitteilung[2]) hatten wir die Kionagipfelkalke als Oberkreide und als hangendstes Glied der obercretazischen Schichtenfolge von Diaselo aufgefaßt.

Auf Grund meiner neueren Untersuchungen berichtige ich hiermit diese frühere Ansicht[3]).

Meine Bestimmung der Kionagipfelkalke als Tithon setzt eine oberflächlich nicht sichtbare Verwerfung zwischen den obercretazischen Bildungen von Diaselo und den Tithonkalken des Kionagipfelkammes voraus.

Dieselben Tithonkalke bauen auch das Parnaßmassiv mit der Likerispitze auf.

Die grauen Korallenkalke des Parnaß[4]) waren nach der ersten Bestimmung der Korallen und auf Grund von Dasycladaceen, die an Diploporiden erinnerten, für Obertrias gehalten worden[5]).

Nach meinen weiteren Untersuchungen enthalten die Parnaßkalke jedoch Ellipsactinien. Sie entsprechen auch habituell vollkommen den Ellipsactinien, Korallen und Nerineen führenden tithonischen Kammkalken der Vardussia[6]). Die an Diploporiden erinnernden Dasycladaceen der Parnaßkalke, die hier übrigens im Gegensatz zu der deutlichen Struktur der Korallen ungünstig erhalten sind, kehren gleichfalls in den Gipfelkalken der Vardussia wieder.

[1]) Carl Renz: Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands. Jahresber. der Schlesischen Ges. für vaterl. Kultur Sektion für Geol., Geogr., Berg- und Hüttenwesen, 1912, S. 84—86.

[2]) F. Frech und Carl Renz: Kreide und Trias im Kiona- und Oetagebiet (Mittelgriechenland). Sitzungsber. Preuß. Akademie d. Wiss., Berlin 1911, S. 1112—1125.

[3]) Vgl. hierzu auch Carl Renz: Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands, a. a. O., S. 85.

[4]) Sie bilden die Parnaßkuppel mit dem Likerikamm und kehren auch infolge von Absenkungen gegen den Korinthischen Graben nochmals zwischen Arachowa und dem Liwadi von Arachowa wieder.

[5]) Carl Renz und F. Frech: Der Nachweis von Obertrias im Parnaßgebiet. I. Geologische Beobachtungen am Parnaß von Carl Renz. II. Zur Bestimmung der Korallen von F. Frech. Diese Zeitschr. 1908, Bd. 60. Monatsber. S. 329—336.

[6]) Carl Renz: Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands, a. a. O., S. 84—86.

Im Helikon, im Korombili und Kythaeron sind die Ellipsactinienkalke bis jetzt noch nicht angetroffen worden. Auch sonstige Juraglieder sind hier noch nicht bekannt, doch scheint die Facies der obertriadischen, Gyroporellen, Korallen und Megalodonten führenden lichten Kalkmassen noch in den Jura hinaufzureichen, ähnlich wie dies auch bei den faciell gleichen obertriadischen Kalken der Jonischen Zone und der Argolis der Fall ist.

Einige Profile mögen diese allgemeine Darstellung noch näher erläutern.

Das beste Profil liefert ein Durchschnitt von dem auf den Höhen des Ptoongebirges gelegenen Kloster H. Pelagia über die Skroponeribucht nach Larymna. Das Ptoongebirge erhebt sich im Osten des Kopaïsbeckens.

Profil von H. Pelagia über die Skroponeribucht nach Larymna.

Das Kloster Hagia Pelagia liegt auf Flysch unmittelbar unter der wild zerklüfteten Kalkmauer des Ptoon-Gipfelzuges. Die Flyschentwicklung ist hier etwas kalkreicher, wie gewöhnlich (die nähere petrographische Beschreibung siehe bei Bittner).

An seinem Nordrande wird dieser Flyschzug von grauem Rudistenkalk (mit Hippuriten, Radioliten usw. und Korallenresten) unterlagert. Diese nördlichen Rudistenkalke fallen, ebenso wie die darüberliegenden Flyschgesteine, teils steil, teils saiger nach Süden zu ein. Die Flyschzone von H. Pelagia verschwindet im Osten des Klosters.

Der Gipfelkalkzug des Ptoon besteht gleichfalls aus Rudistenkalk, er hängt im Osten mit dem liegenden nördlichen Kalk zusammen und schiebt sich gleichsam als klippenförmige Kalkzunge gegen Westen zu in das Flyschland hinein.

Im Süden des Ptoonkammes erscheint nämlich wiederum eine Flyschzone und bildet die Paßeinsattelung, die der Weg von Hungaro nach Karditza und Perdikovrysis benutzt. Die Kalkberge im Süden dieser Flyschzone bestehen ebenfalls aus Rudistenkalken, die unter den Flysch einfallen. Auf den ersten Blick hat es den Anschein, als ob die Gipfelkalke des Ptoon als Kern einer Mulde über dem Flysch lagern und so einen oberen Rudistenkalk bilden würden.

Meiner Ansicht nach handelt es sich aber beim Ptoonzug nur um eine stehengebliebene zungenförmige Kalkklippe, zu deren beiden Seiten der höhere Flysch abgesunken

ist. Auch im Westen des Ptoon-Abhanges trifft man noch auf Reste von Flyschgesteinen, während der Flyschzug von Perdikovrysis mit jenem von H. Pelagia ein und derselben Zone angehört. Es handelt sich also hier jedenfalls um Absenkungen gegen das Kopaïsbecken zu. Es sei hierbei noch erwähnt, daß die Kalkberge um Hungaro gleichfalls aus grauen Rudistenkalken bestehen.

Der Weg von H. Pelagia zur Bucht von Skroponeri führt vom Kloster aus nach Nordosten, unterhalb des höheren westlichen Kammes, in einem Trockental aufwärts bis zu einer breiten Einsattelung. Das Gebirge besteht bis dahin ausschließlich aus den grauen klotzigen Rudistenkalken. In der erwähnten Einsattelung kommt der erzführende obere Horizont des Serpentin-Hornsteinkomplexes zum Vorschein. Zwischen Karditza und der Perdikovrysis, sowie am übernächsten Berghang nördlich von H. Pelagia werden Eisenlager abgebaut.

Der Weiterweg tritt wieder in Rudistenkalk über und führt hierin über einen zweiten Sattel hinab zu einer Talschlucht, die in die Skroponeribucht mündet. Bis etwa zur halben Höhe dieser Schlucht herrscht der Kreidekalk. An der Stelle, wo sich die Schlucht weitet, bemerkt man eine deutlich ausgeprägte Verwerfung. In der Verwerfungszone zeigen sich rote Hornsteine und die Gesteine des erzführenden Horizontes. Diese Verwerfung setzt sich in westlicher Richtung in einer Seitenschlucht hinauf fort. In ihrer weiteren Verlängerung nach Westen liegt dann das bereits erwähnte Serpentinvorkommen am übernächsten Berghang nördlich von H. Pelagia. In entgegengesetzter Richtung erscheint der Schiefer-Hornsteinkomplex wieder am Südhang der Skroponeribucht. Unterhalb der hier z. T. verworfenen Serpentin-Hornsteinzone treten bei anhaltend südlichem Einfallen der ganzen Schichtenfolge die dunklen Kalkmassen des Jura und der Trias hervor. Diese dunkeln Kalke bilden die Gehänge um die Skroponeribucht. Bei Metochi (Filiale des Klosters H. Pelagia), oberhalb des innersten Winkels der Skroponeribucht, sind die blauschwarzen, ziemlich klotzigen Kalke total von *Cladocoropsis mirabilis* FELIX durchsetzt. Diese Kalke gehören demnach bereits dem Oberjura an, was auch mit den Lagerungsverhältnissen gut übereinstimmt.

An den Südhängen der Skroponeribucht läßt sich die Aufeinanderfolge der Schichten noch besser erkennen. Die in die Bucht vorspringende kleine Halbinsel und die untere Küstenregion besteht aus den dunkeln Kalken mit *Cladocoropsis mirabilis*, darüber folgt bei südlicher Neigung des ganzen

Schichtenblockes der Hornstein-Serpentinkomplex (z. T. neben dem roten Hornstein mit gelbem Eisenkiesel), und hierüber die mächtigen grauen Kalkmassen des Strutzinagebirges, die in ihren oberen Partien mit den Rudistenkalken von H. Pelagia zusammenhängen.

Der Weiterweg nach Larymna führt zunächst dem Strande entlang und steigt dann in einer Schlucht nach Nordwesten auf die Höhen des Kalkgebirges zwischen Skroponeribucht und Kephalari.

Das Einfallen der Schichten ist allgemein nach Süd gerichtet; man gelangt daher stets in ältere Bildungen. Unten am Strande finden sich massenhaft Gerölle des schwarzen Kalkes mit *Cladocoropsis*.

In der erwähnten Schlucht stehen dann schwarzgraue bis schwarze, gebankte Kalke an, die kurz vor Erreichung der Höhe Megalodonten und große platte Muschelschalen führen. Leider sind nur die herzförmigen Durchschnitte der Megalodonten zu erkennen, da sich die Schalen nicht herauslösen lassen; die Megalodontenführenden Partien liegen aber wesentlich tiefer, als die Cladocoropsisbänke. Ich schätze den Höhenunterschied, wie gesagt, auf 200—300 m. Den Lagerungsverhältnissen nach könnten daher die Megalodontenhaltigen Lagen im Verhältnis zu den oberjurassischen Cladocoropsisbänken sehr wohl dem Unterlias oder der Obertrias angehören.

Von der Paßhöhe ab führt der Weg hinab zu einer Lakka und dann über eine niedrige Höhenschwelle hinunter zu dem Becken oberhalb Kephalari.

Der Kalk nimmt beim Abstieg zunächst den Habitus des hellgrauen halbkrystallinen Dachsteinkalkes an, wie er in gleicher Entwicklung im westlichen Kythaeron[1]) beobachtet

[1]) Ich möchte hierbei noch erwähnen, daß auch die Kalke nördlich des Beckens von Skurta (zwischen Kythaeron und Parnes) der Trias angehören; es handelt sich hierbei um weißgraue, ziemlich krystalline Kalke, die in der Gegend von H. Athanasios Diploporiden enthalten und wohl den faciell identen Kalken des Parnesgipfels und von Portaes gleichzustellen sind. Es handelt sich hierbei um ein faciell gleiches, aber tieferes Kalkniveau, als die obertriadischen Kalke des westlichen Kythaeron mit Megalodonten und *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL.

Ich möchte weiter noch auf einen neu entdeckten Aufschluß von Obercarbon in Attika hinweisen.

Am Westfuße des zwischen Kiurka und Kalamos liegenden Mavrinora-Beckens treten unter den lichten Deckkalken dunkle Schiefer- und Grauwackengesteine mit Fusulinen- und Schwagerinenkalken hervor. Es sind dies die nördlichsten Vorkommen des Obercarbons, die ich in Attika in der Richtung auf Euboea zu angetroffen habe.

wurde, und geht dann allmählich in lichten, hellgrauen bis weißlichen Dolomit über, der die Berge bis zur Bucht von Larymna aufbaut. Im oberen Teile dieser lichten kalkigen, bzw. dolomitischen Gesteinsmassen erscheinen Gyroporellen und gleichfalls noch Megalodontendurchschnitte. Diese hellen Kalk- und Dolomitmassen gehören daher jedenfalls bereits der Trias an.

Das eben beschriebene Profil von H. Pelagia bis Larymna bestätigt somit die in der Einleitung angegebene allgemeine Schichtenfolge, die also, wie gesagt, von der Obertrias, eventuell auch schon von der Mitteltrias, bis zur oberen Kreide hinaufreicht.

Durchschnitt von Larymna über Martini nach Pavlu.

Längs des Weges von Larymna bis Martini herrscht der triadische Dolomit, teilweise unterbrochen von Neogen und jüngerem Schutt. Dieselben Dolomite setzen auch den höheren Berg im Westen, bzw. Südwesten von Larymna zusammen. Zwischen Larymna und Martini wurde entgegengesetztes Einfallen beobachtet; der triadische Dolomit bildet daher ein Gewölbe, dessen Südschenkel im Profil H. Pelagia-Larymna abgegangen wurde.

Südwestlich Martini erscheint wieder der höhere, hier nordwestlich fallende schwarze Kalk (Streichen N 40 Ost), der auf der Höhe hinter Martini auf seinen Auswitterungsflächen Megalodontendurchschnitte zeigt. Die höhere Schichtenfolge wird dann hier durch Neogen und Schutt unterbrochen, doch wurden die schwarzen oberjurassischen *Cladocoropsis*-Schichten im ONO von Pavlu wieder angetroffen, nachdem schon vorher im Geröll zahlreiche Blöcke dieses charakteristischen Kalkes in die Augen fallen. Nördlich Pavlu reihen sich an diese dunklen Kalkmassen des Oberjura als jüngeres Glied Serpentine, die nach Westen zu weite Flächen einnehmen. Pavlu selbst steht bereits auf dem höheren Kalk, der das Serpentinniveau überlagert.

Die BITTNERsche Karte ist hier, abgesehen davon, daß die Altersdeutung der Kalke unrichtig ist, auch sonst unbrauchbar, da dieses weite Serpentinland als oberer Kalk angegeben wird.

Die Cladocoropsiskalke im Osten, bzw. Nordosten von Pavlu gehören mit jenen von Skroponeri ein und derselben jurassischen Kalkzone an, die sich entsprechend dem allge-

meinen Streichen in breitem Zuge über den H. Ilias (nordöstlich Topolias) von West nach Ost erstreckt.

An den Rändern des jetzt trockengelegten Kopaïsbeckens treten sowohl bei Topolias, wie im Südosten von Topolias massige Rudistenkalke (mit Radioliten etc.) auf.

Der frühere Kopaïs-See oder Kopaïs-Sumpf wurde durch eine englische Gesellschaft entwässert und ist nun ein Becken mit fruchtbarem Ackerboden. Die im Becken zusammenfließenden Wassermengen werden heute durch einen Tunnel dem Likeri-See zugeführt, der seinerseits durch einen hauptsächlich in Serpentin eingeschnittenen Kanal mit dem Paralimni-See verbunden ist. Jener sendet die gesammelten Gewässer in einem westlich Lukisia mündenden Stollen dem atalantischen Sund zu. Vom Nordausgang dieses Stollens stürzt der Fluß in mehreren Kaskaden zum Strand hinab.

Der künstliche Ausfluß des Kopaïs benutzt daher die Senke zwischen dem Ptoongebirge und den Gebirgen der Lykovuni und Ktypa.

Weitere Vorkommen von Jura und Trias in den Gebirgen nördlich des Kopaïsgrabens.

Der ebengenannte Gebirgszug der Lykovuni und Ktypa (des Messapus der Alten) besteht gleichfalls aus den dunklen Kalkmassen des Jura und den helleren Kalken bzw. Dolomiten der Trias. An den Südhängen des Messapus-Gipfels habe ich in einem dunklen Kalk wieder *Cladocoropsis mirabilis* FELIX beobachtet, und beim Abstieg zum Chan Retzona in einem helleren Kalk Megalodontendurchschnitte. Die Kalke dieses Gebirgszuges sind daher älter, als die ihn im Westen begleitende Serpentinzone.

Dieselbe facielle Ausbildung und Schichtenfolge herrscht auch im Chlomosgebirge.

Der Chlomosstock besteht aus lichten Dolomiten, die am Südhang des Gebirges von den darüberfolgenden dunklen Kalkmassen eingedeckt werden. In ihren unteren, direkt über dem Dolomit lagernden Partien führen diese dunkeln, geschichteten Kalke Megalodonten, in ihrem oberen Teil enthalten sie am nördlichen Talrand von Exarchos die oberjurassischen Cladocoropsisbänke. Das Tal von Exarchos selbst wird von dem Hornstein-Serpentinkomplex eingenommen, über dem am Südhang des Exarchostales der Rudistenkalk folgt.

Die oberjurassischen Cladocoropsis-Schichten wurden außerdem noch an folgenden Lokalitäten beobachtet:

Nördlich Golemi Östlich Karya Zwischen Karya und der Kuppe Guwali	Epiknemidisches Gebirge
Zwischen Dernitza und Budonitza Zwischen Braulo und Glunista	Saromata-Gebirge
Westlich bzw. nordwestlich H. Triada Zwischen H. Triada und Quelle Kanalaki Nordwestlich oberhalb Kukuwitza	Oeta,

während die schwarzen Megalodontenkalke u. a. in der Schlucht westlich Agnandi (Epiknemidisches Gebirge) aufgeschlossen sind.

In tektonischer Hinsicht zeigen die Gebirge im Osten und Norden des Kopaïsbeckens den Typus eines ausgesprochenen Schollengebirges.

Es handelt sich hierbei um im allgemeinen nach Süden bis SSW geneigte Schichtenblöcke.

Zusammenfassung und Vergleiche.

Am Aufbau der Gebirge im Norden des Kopaïsgrabens beteiligen sich außer der schon bekannten Kreide noch jurassische und triadische Gesteine.

Die älteren mesozoischen Kalke werden von den cretazischen, durch Rudisten gekennzeichneten grauen Kalkmassen durch einen Hornstein-Serpentin-Komplex getrennt.

Unter jenem Komplex lagert eine mächtige Kalk- bzw. Dolomitmasse, die vom oberen Jura bis zur Trias hinunterreicht und das wichtigste gebirgsbildende Element dieses Gebirgsabschnittes darstellt.

Die stratigraphische Gliederung der betr. Schichtenfolge wird durch die Fossilarmut der Kalke und Dolomite sehr erschwert, doch finden sich zwei charakteristische Fossillager. Der Dolomit bildet die Basis der Schichtenreihe; er enthält in seinem oberen Teil Gyroporellen und Megalodonten. Darüber folgt ein Komplex geschichteter dunkler Kalke, der in seiner unteren Partie Megalodonten enthält, also noch der Obertrias oder dem Unterlias angehört.

Im oberen Teil dieser mindestens 3—400 m mächtigen Kalkmassen finden sich horizontal weit durchgehende Bänke mit *Cladocoropsis mirabilis* Felix, einer zu den Spongiomorphiden gehörigen Koralle, die bisher noch aus gleichartigen oberjurassischen und prätithonischen Kalken Dalmatiens bekannt ist und auch in Griechenland, den Lagerungsverhältnissen nach zu urteilen, den gleichen Horizont einnehmen wird.

Die eben geschilderte Schichtenfolge und Facies-Entwicklung herrscht in den Schollengebirgen nördlich des Kopaïsgrabens, d. h. in den Gebirgen um das Kopaïsbecken, in den Lokrischen Gebirgen (Saromatagebirge, Epiknemidisches Gebirge, Chlomosgebirge) und im Oeta (Xerovunihorst).

Das Streichen dieser Schollengebirge nördlich des Kopaïsgrabens ist ein west-östliches, so daß sich die gleiche Entwicklung vermutlich noch jenseits des atalantischen Sundes auf Euboea fortsetzt.

Die facielle Ausstattung der die Gebirge nördlich und südlich des Kopaïsgrabens zusammensetzenden Ablagerungen zeigt wesentliche Unterschiede.

Die triadischen Bildungen sind ziemlich gleich, in den nördlichen Gebirgen nur mehr dolomitisiert.

Dagegen fehlen die in dem nördlichen Gebirgsstrich so weit verbreiteten dunkeln oberjurassischen Cladocoropsisbänke anscheinend in den südlichen Hochgebirgen.

Hier treten zwar auch im Oberjura Korallenkalke auf, so die grauen tithonischen Korallen- und Ellipsactinien-Kalke, die die Kammkalke der Verdussia mit dem Hauptgipfel und das Parnaßmassiv mit der Likeri-Spitze zusammensetzen, sowie die grauen faciell gleichen Gipfelkalke der Kiona, die besonders Nerineen und Actaeoninen (wie *Actaeonina acuta* Orb) enthalten.

In der Kreide dominieren wieder beiderseits Rudistenkalke in Verbindung mit Flyschgesteinen.

Auf die verschiedenen hellenischen Gebirgszonen und die weitere tektonische Gestaltung Mittelgriechenlands will ich an dieser Stelle nicht weiter eingehen, sondern verweise auf meine kürzlich erschienene zusammenfassende Darstellung des Gebirgsbaues von Hellas[1]).

Ich möchte jedoch im Anschluß an die in der vorliegenden Abhandlung enthaltene Charakterisierung des ostmittelgriechischen Jura noch kurz auf die Unterschiede der jurassischen Entwicklung in den von mir ausgeschiedenen Gebirgszonen hinweisen.

Im östlichen Mittelgriechenland herrscht während der Juraperiode im wesentlichen eine Kalkentwicklung, während in der Jonischen Zone eine gleichartige, ebenfalls aus der Trias heraufsteigende Facies nur bis zum Ende des Mittellias andauert, um dann bis hinauf zur Kreide von den Gesteinen der Schiefer-Hornsteingruppe fortgesetzt zu werden.

[1]) Carl Renz: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Diese Zeitschr. 1912. **64**. Monatsber. 8. S. *437—465*.

In der dazwischenliegenden Olonos-Pindoszone bilden die letzteren Gesteine bis hinunter zu den Cassianer-Schichten das vorherrschende Sediment.

In der noch zur osthellenischen Zone gerechneten Argolis lösen sich im mittleren Jura die beiden Entwicklungen ab. Die Obertrias und der ganze Lias erscheinen hier in der Jonischen Facies. In der höheren Schiefer-Hornsteingruppe tritt der für die osthellenische Entwicklung jener Facies so charakteristische Serpentin auf, der in der Jonischen Zone vollkommen fehlt, während das Tithon bereits durch Ellipsactinienkalke vertreten wird.

Im Westen, wie im Osten des Landes war die Jurazeit eine Epoche dauernder Meeresbedeckung, während der sehr gleichmäßige und ruhige Sedimentationsverhältnisse geherrscht haben.

In den westlichen Gewässern nahmen, den Sedimenten nach zu urteilen, die Meerestiefen vom Oberlias ab zu: die Gesteine der Olonos-Pindoszone zeigen den Tiefpunkt an.

Der Entstehungsort der überschobenen Gesteine der Olonos-Pindoszone liegt wohl in dem Raume westlich der Vardussiafalte, die ihrerseits bereits den Beginn des Überfaltungsbaues zeigt und wohl den Übergang der osthellenischen Gebirge zu dem Gebirgstypus der Olonos-Pindoszone vermittelt.

33. Nachträgliche Bemerkungen zum Vortrage von Herrn WIEGERS.

Von Herrn C. GAGEL.

Berlin, den 10. November 1913.

Im Anschluß an die vorstehenden Ausführungen (S. 541 bis 567) von Herrn WIEGERS möchte ich hervorheben, daß wir in Schleswig-Holstein durch die großen Aufschlüsse am Kaiser-Wilhelm-Kanal die augenscheinlichsten Beweise dafür erhalten haben, daß die paläolithischen Kulturen erheblich tiefer als das jüngere Interglazial herunter reichen.

Dort war in kilometerlangen, einwandfreien Profilen folgende Schichtenfolge zu beobachten von oben nach unten:

1. Grundmoräne der letzten Vereisung, z. T. in sandiger Facies, aber mit großen, geschliffenen Geschieben.
2. Vorschüttungssande.
3. Interglazialtorf mit *Brasenia purpurea* und zahlreichen wärmeliebenden Pflanzen sowie mit Paläolithen.
4. Interglaziale Verwitterungs- und Ferettisierungszone mit Paläolithen im älteren Diluvialkies.
5. Oberste Bank des Unteren Geschiebemergels.
6. Kies und Sandschicht, interstadial, mit Paläolithen, darunter ein sehr schöner prismatischer Messerspan[1]).
7. Hauptbank des Unteren Geschiebemergels.

Es ist durch diese einwandfreien, einheitlichen (nicht Kombinations)-Profile erwiesen, daß in Schleswig-Holstein der paläolithische Mensch schon während eines Interstadiums innerhalb der Haupteiszeit gelebt und einwandfreie Artefakte (prismatische Messerspäne, nicht rohe Absplisse) hergestellt hat[2]). Die archäologische Bearbeitung dieser Artefakte wird demnächst von berufener Seite erfolgen.

35. Über das Verhältnis der Geographie zur Geologie-Paläontologie und die Frage einer Teilung der Geologie-Paläontologie.

Von Herrn W. BRANCA.

Berlin, den 16. Dezember 1913.

Daß die moderne Geographie weit ausgedehntere Berührungspunkte mit der Geologie bekommen hat, als das früher der Fall war, ist eine allgemein bekannte Tatsache. Sie findet ihren Ausdruck darin einmal, daß gewisse Abschnitte der Lehrbücher der Geographie nichts anderes sind als Geologie, und zweitens darin, daß auch die Arbeiten mancher Geographen mehr oder weniger geologischen Inhalts sind. So erklärt es sich leicht, wenn von geologischer Seite wohl allgemein Verwahrung eingelegt wird gegen die Versuche der

[1]) Abgebildet in Naturwiss. Wochenschr. 1913, S. 418, Fig. 4.
[2]) Vergl. auch die ähnliche Feststellung durch KOKEN in R. R. SCHMIDT: „Diluviale Vorzeit“, S. 182.

Geographie, Teile der Geologie als geographisches Besitztum zu erklären.

Meiner Ansicht nach genügt es, die Tatsache festzustellen, daß Teile dessen, was von Geographen als Geographie erklärt wird, in Wirklichkeit zur Geologie-Paläontologie gehören. Eine öffentliche Verwahrung dagegen auszusprechen, wozu ich von kollegialer Seite einmal aufgefordert war, erscheint mir überflüssig und nutzlos:

Einmal, weil jeder, der den Dingen auf den Grund gehen will, das ohne weiteres zugeben muß. Geologie ist und bleibt ja Entwicklungsgeschichte der Erde und der Lebewelt (Historische Geologie). Geographie, in der alten Form, beschrieb und klassifizierte die Oberflächenbildungen der Erde; in der neuen Form sucht sie auch noch die Entstehungsweise, die Entwicklung derselben festzustellen. Damit aber wird sie Geologie, arbeitet sie geologisch und darf das, wenn sie logisch bleiben will, auch nicht anders benennen als „Geologie".

Es ist daher ganz folgerichtig und eine Bestätigung dessen, was ich sage, wenn der Berliner Vertreter der Geographie, Penck, kürzlich von sich gesagt hat, er sei auch Geolog. Ich komme noch einmal darauf zurück, um das genauer zu umgrenzen.

Zweitens, weil Wissenschaft frei ist, es also völlig in jedermanns Belieben steht, wissenschaftlich zu arbeiten, was und wo er mag; folglich es auch dem Geographen freisteht, auf geologischem Gebiete zu arbeiten, so viel er will. Natürlich aber auch umgekehrt dem Geologen auf geographischem Gebiete. Mag jeder in seinen Arbeiten in das Gebiet des anderen übergreifen, falls ihn seine Neigung dazu treibt, falls er die nötige Vorbildung dazu hat, und wenn er es nur gut macht, so kann die Wissenschaft ja nur dabei gewinnen.

Daß indessen die Aufgaben der Geographie von sehr namhafter geographischer Seite auch anders als nach der geologischen Seite hin gravitierend aufgefaßt werden, zeigt, wie Koken[1]) hervorhebt, der ausgezeichnete Aufsatz von Hettner: „Über Wesen und Methoden der Geographie."

Hettner sagt: „Die geographische Forschung schlägt manche Wege ein, die anderen Wissenschaften gehören, und läßt viele gut gangbare geographische Wege unbegangen. Sie täuscht sich manchmal über ihre Methoden."

[1]) Ernst von Koken: Geologie, Schule und allgemeine Bildung. Universitätsprogramm Tübingen 1908, S. 32/33.

„Die geschichtliche Entwickelung der Wissenschaft kann keinen Zweifel darüber lassen, daß die eigentliche Aufgabe der Geographie in der Länderkunde gelegen hat und noch liegt, daß die Auffassung der Geographie als einer allgemeinen Erdwissenschaft eine methodische Verirrung ist und ins Uferlose führt, und daß auch der Versuch, durch weise Einschränkung zu einer wissenschaftlichen Erdwissenschaft zu kommen, mißglückte oder wenigstens zu einer von der Geographie verschiedenen Wissenschaft führen mußte.“

KOKEN fährt dann weiter fort: „HETTNERs Auffassung der Geographie tritt in ausgesprochenen Gegensatz zu der RICHTHOFENs, durch welche einst die RITTERsche Schule überwunden wurde. Wie die Entscheidung in der Geographie fallen wird, ist nicht abzusehen; aber es erscheint nicht wünschenswert, die Geologie im Hoch- und Mittelschulunterricht jetzt eng mit einer Wissenschaft zu verbinden, welche vielleicht in naher Zeit ihre Ziele in ganz anderer Richtung steckt als die Geologie. Eine prinzipielle Änderung in der Ausbildung der Lehramtskandidaten kann auf diesem schwankenden Boden nicht durchgeführt werden.“[1])

Lassen wir indessen diese Verschiedenheit der Auffassungen auf sich beruhen, und behalten wir die Tatsache im Auge, daß nun einmal eine Anzahl von Vertretern der modernen Geographie mehr oder weniger nach der Geologie hin gravitiert, weil sie z. T. von der rein geologischen Seite her zur Geographie gekommen sind.

Da ist es doch von Interesse, zu untersuchen, bis zu welchem Grade die Geographie mit der Geologie-Paläontologie Berührungspunkte hat; und das führt mich dann weiter zu der Frage, ob — und wenn ja, in welcher Weise — Geologie-Paläontologie etwa besser in mehrere selbständige Gebiete geteilt werden solle, und welche Vorbildung jemand besitzen solle, der sich für Geologie-Paläontologie habilitieren will.

Klar ist, daß Geographie, wenn man nicht Spitzfindigkeiten sucht, mit historischer Geologie und Paläontologie so gut wie gar keine Berührungspunkte hat; es fällt also für die Geographie zunächst einmal diese eine große Hälfte der Geologie-Paläontologie fort, vielmehr liegen diese Berührungs-

[1]) Vgl. auch G. STEINMANN („Der Unterricht in Geologie und verwandten Fächern auf Schule und Universität“, Natur und Schule, VI., S. 241, Leipzig 1907), der mehr für Verbindung von Geographie und Geologie sich ausspricht.

punkte nur auf dem Gebiete der anderen Hälfte der Geologie, der allgemeinen Geologie. Aber auch hier wiederum fällt die eine Hälfte der allgemeinen Geologie, nämlich die chemische und die petrographische, fast ganz fort, die mit der Geographie mehr oder weniger nichts zu tun haben.

Es bleibt folglich von der Geologie-Paläontologie nur ca. der vierte Teil, nämlich die ungefähre Hälfte der allgemeinen Geologie, übrig als das Gebiet, das mit der Geographie nahe Berührungspunkte hat. Wenn daher ein Geograph von sich sagt (s. oben), daß auch er Geolog sei, so kann das nur von ungefähr einem Viertel der Geologie gelten. Und wenn der Vertreter der Geographie an irgendeiner Hochschule über geologische Dinge mitzuurteilen berufen wird, so liegt auf der Hand, daß er ein tieferes, auf eigenem Wissen, auf eigener Arbeit beruhendes Urteil nur auf ungefähr einem Viertel des Gebietes der Geologie besitzen kann; daß er folglich unter Umständen bedenklichen Schaden herbeiführen kann, wenn er, sich in Gegensatz zum Geologen setzend, auch über Verhältnisse urteilt, die sich auf die anderen dreiviertel Teile der Geologie-Paläontologie beziehen.

Es wäre ja auch erschreckend für den Geographen, wenn es anders sein müßte, wenn der Geograph ganz, zu vier Vierteln Geolog sein müßte. Wie könnte er diese Last tragen neben der anderen, auch schon ungeheuren Last der Geographie? Ist doch das, was als Geographie zusammengefaßt wird, das größte Wissensgebiet, das wir haben.

Es ist unnötig, auszusprechen — und doch will ich es tun, damit ich nicht mißverstanden werde, und man nicht glaubt, ich spreche nicht rein sachlich — daß umgekehrt ganz das gleiche für den Geologen gegenüber dem Geographen gilt. Auch hier hat der Geologe ein auf eigene Arbeiten und auf eigene Kenntnisse gestütztes Urteil über das, was sich Geographie nennt, nur auf jenem ungefähr vierten Teile des Wissensgebietes, welcher mit der Geographie, wie oben gesagt, enge Berührungspunkte besitzt.

Diese Dinge liegen so klar, daß sie allgemeine Anerkennung finden müßten.

Ich wende mich nun zu der Frage, ob die „Geologie-Paläontologie" in mehrere selbständige Wissensgebiete geteilt werden sollte; und wenn ja, in welcher Weise dann diese Teilung zum Besten der Sache erfolgen müßte.

Das Gebiet der „Geologie-Paläontologie" umfaßt zwei recht verschiedene Dinge. „Ja gewiß," so höre ich sagen,

„einerseits Geologie und andererseits Paläontologie.“ Nein, erwidere ich, nicht Geologie und Paläontologie, sondern einerseits Allgemeine und andererseits Historische Geologie und Paläontologie; das sind diese beiden verschiedenen Dinge, denn die historische Geologie ist ja so überaus eng mit der Paläontologie verknüpft, daß sie von ihr gar nicht zu trennen ist. Die einzelnen Zeitabschnitte der historischen Geologie sind nicht wie die der menschlichen Geschichte durch Taten gekennzeichnet, sondern durch Faunen bzw. Floren. Der Kürze halber, und da die Floren infolge der viel größeren Seltenheit der fossilen Pflanzen eine entsprechend geringere Rolle spielen als die Faunen, will ich hier im folgenden aber immer nur von Faunen sprechen.

Die Gesteinsbeschaffenheit in den einzelnen Formationen spielt bekanntlich im allgemeinen, von der archäischen, versteinerungslosen Gruppe abgesehen, für die Gliederung der Formationen eine ganz nebensächliche Rolle. Die Beschaffenheit und Zusammensetzung der Fauna spielt die Hauptrolle, kennzeichnet die betreffende Formation oder deren Unterabteilungen. Die wesentliche Grundlage, der Kernpunkt einer Abteilung der historischen Geologie, ist also nichts anderes als eine Tier-Geographie jenes Zeitabschnittes; und die ganze Reihenfolge der Formationen und ihrer Unterabteilungen ist im wesentlichen nichts anderes als eine Reihenfolge von Tier-Geographien.

Aber weiter: Indem nun die historische Geologie diese einzelnen, aufeinanderfolgenden Tier-Gesellschaften an das Tageslicht zieht, sie genau untersucht und beschreibt, lehrt sie auch die im Laufe der Zeiten sich vollziehenden allmählichen Änderungen und Wandlungen der Fauna kennen, wird sie also auch eine Entwicklungsgeschichte der Tierwelt. Ganz mit Recht geben daher namentlich die neueren Lehrbücher der Geologie nicht etwa nur die Leitfossilien der betreffenden Formationen, sondern eine Darstellung der ganzen betreffenden Fauna, gleichviel, ob die Tiere häufig oder überaus selten, ja vielleicht nur Unica sind, gleichviel, ob sie zu den Wirbellosen oder zu den Wirbeltieren zählen.

Es wäre daher eine unrichtige Auffassung, wenn man sagen wollte, die Paläontologie sei nur eine Hilfswissenschaft für die Geologie. Das hätte nur dann einen Sinn, wenn man bei dem Worte „Geologie“ allein an die „Allgemeine“ Geologie denken wollte, die letztere für den Geographen ja allein von

Bedeutung ist. Aber für den Geologen gehört zur Geologie eben nicht nur die Allgemeine Geologie, sondern auch ganz ebenso die Spezielle, die Historische Geologie. Diese Historische Geologie aber ist, wie gesagt, in ihrer Grundlage, in ihrem wesentlichen Kern selbst Paläontologie, und zwar ebenso der Wirbeltiere wie der wirbellosen Tiere. Der Geologe, der das Kennzeichnende der einzelnen Formationen der Historischen Geologie nur in den Leitfossilien erblicken wollte, der würde damit doch eine nur sehr oberflächliche Auffassung vom Wesen der Historischen Geologie verraten.

Daraus folgt nun, daß jemand, der sich etwa nur für „Geologie“, d. h. also für „Historische und Allgemeine Geologie“, habilitieren will, in der Paläontologie ebenso bewandert sein muß[1]), als wenn er sich für „Geologie-Paläontologie“ habilitierte.

Mit meinen Ausführungen soll keineswegs gesagt sein, daß nicht an einer größeren Universität die Paläontologie als ein besonderes Lehrfach abgetrennt werden könnte; denn es bleiben ja genug Fragen rein zoologischer Natur übrig, die losgelöst von der Geologie betrachtet und untersucht werden können. Aber es liegt auf der Hand, daß eine solche, zu einem selbständigen Wissensgebiete gemachte Paläontologie dann eine reine Zoologie der fossilen Tiere sein muß, d. h., daß der Betreffende ein aufs gründlichste ausgebildeter Zoologe sein muß; und daß er vordem möglichst wenigstens insoweit Medizin studiert haben sollte, um durch deren Anatomie und Physiologie die wünschenswerte Verbreiterung und Vertiefung seiner Grundlage erlangt zu haben. Immerhin ist gegenüber dem Gedanken einer vollständigen Selb-

[1]) Wie, auf welche Weise der betreffende Habilitand den Beweis liefern muß, daß er auch diese paläontologischen Kenntnisse besitzt, darüber wird nur der betreffende Ordinarius, der den Stand der paläontologischen Kenntnisse des Betreffenden genau überschauen kann, entscheiden können, nicht aber ein anderer. Ist z. B. der betreffende Habilitand Assistent gewesen, und hat er als solcher Gelegenheit gehabt, sich reichliche paläontologische Kenntnisse zu erwerben, so wird es nicht direkt nötig sein, von ihm zu verlangen, daß er auch noch durch eine rein paläontologische Arbeit den Beweis dafür erbringt. Tritt der betreffende Habilitand dagegen von außen her an den Ordinarius heran, vielleicht aus einer Tätigkeit, durch die sicher die zum Doktorexamen einst von ihm erworben gewesenen paläontologischen Kenntnisse — die doch für einen Dozenten nicht hinreichen dürften — nicht nur nicht vermehrt, sondern sich noch vermindert haben müssen, so erscheint es mir durchaus notwendig, daß er durch eine rein zoologisch-paläontologische Arbeit den Beweis liefern muß, daß er im zoologischen Geiste zu denken und zu arbeiten vermag.

ständigmachung der Paläontologie eine überaus große Schwierigkeit nicht zu übersehen:

Eine völlige Lostrennung der Paläontologie von der Geologie und Gründung eines selbständigen Ordinariats für die Paläontologie würde anstatt der bisherigen einen Sammlung deren zwei von ungefähr gleichem Umfange erfordern; denn ob die Paläontologie von der Geologie abgetrennt ist oder nicht, der historische Geolog braucht ja für sich eine möglichst große paläontologische Sammlung ganz ebenso wie der Paläontolog. Nun ist es zwar verhältnismäßig leicht, eine neue zoologische Sammlung zu errichten, da lebende Tiere leicht käuflich sind. Aber bei der Seltenheit gut und instruktiv erhaltener fossiler Tiere, namentlich fossiler Wirbeltiere, würde es eine unendlich lange Zeit und überaus großer Mittel bedürfen, um eine zweite große, gut ausgestattete paläontologische Sammlung zu errichten.

Aus diesem rein praktischen Grunde dürfte es sich empfehlen, wenn man überhaupt Paläontologie von der Geologie abtrennen will, die Paläontologie nur durch einen Extraordinarius oder durch einen mit Lehrauftrag versehenen Gelehrten in einer sogenannten „gehobenen" Assistentenstellung vertreten zu lassen; die Leitung und Vermehrung der bisherigen Sammlung aber dem historischen Geologen zu belassen, natürlich unter der Bedingung, daß der Paläontolog sie auch benützen kann.

Wenn nun aber einmal erst ein Extraordinariat für ein neues Fach geschaffen ist, so ist es bekanntlich schwer, dem Drängen nach Umwandlung desselben in ein Ordinariat zu widerstehen. Mit dem Ordinariate für Paläontologie aber wäre die Notwendigkeit einer zweiten Sammlung gegeben. Es frägt sich daher, ob man — in Anbetracht der Tatsache, daß Historische Geologie sich mit der Paläontologie zum großen Teile deckt, und zweitens der großen Schwierigkeit und Kostspieligkeit der Beschaffung einer neuen zweiten Sammlung —, ob man, wenn man überhaupt teilen will, da nicht viel besser und praktischer verfahren würde, die **Geologie** in zwei Teile zu teilen und einerseits „Historische Geologie und Paläontologie", andererseits „Allgemeine Geologie" als zwei selbständige Fächer zu errichten. Damit ließe man das dem innersten Wesen nach Zusammengehörige, nämlich Historische Geologie und Paläontologie, zusammen, umginge die überaus großen Schwierigkeiten, die in der Schaffung einer zweiten paläontologischen Sammlung lägen, und trennte das dem innersten

Wesen nach einem ganz anderen Gebiete Angehörige, die Allgemeine Geologie, davon ab.

Freilich ergäbe sich dann die Notwendigkeit, der Allgemeinen Geologie auch alles das zuzuteilen, was zu ihr gehört: Also nicht nur die dynamische Geologie, sondern auch die so überaus wichtige, von den meisten Geologen aber mehr oder weniger vernachlässigte chemische Geologie und die Petrographie.

Eine solche Abtrennung aber der Allgemeinen Geologie als selbständiger Wissenschaft, ohne daß ihr Vertreter sehr gediegene Kenntnisse besäße in Physik und Chemie, speziell physikalischer Chemie, sowie in Petrographie und Mineralogie, erschiene mir verfehlt.

Bekanntlich ist nun aber schon seit längerer Zeit ein Teil der Allgemeinen Geologie von dieser abgetrennt und zur Mineralogie gerechnet bzw. geschlagen worden: ich meine die Petrographie und die Petrogenesis. Allein die Mineralogie hat doch nur die Petrographie der krystallinen Massengesteine und allenfalls der krystallinen Schichtgesteine an sich genommen, während logischerweise dann doch nicht nur die halbe, sondern auch die g a n z e chemische Geologie, d. h. auch die chemische Tätigkeit der Luft und des Wassers, und ferner nicht nur die halbe, sondern auch die g a n z e Petrographie, d. h. auch diejenige aller anderen Gesteine, von der Allgemeinen Geologie hätte abgetrennt werden müssen.

Das, was ehemals in Berlin JUSTUS ROTH vertrat bzw. innehatte, ist meiner Ansicht nach das richtig Abgegrenzte, das logisch Zusammengehörige. Er hatte den Lehrstuhl für Allgemeine und Chemische Geologie inklusive der Petrographie inne: und wenn ihm die mikroskopische Kenntnis der Gesteine mangelte, so lag das nur darin, daß er in petrographisch vormikroskopischer Zeit wurzelte. Das Richtige wäre doch, wenn man überhaupt abtrennen will, auch heute wieder eine solche Zusammenfassung dessen zu machen, was logisch zusammengehört, nicht aber eine Auseinanderreißung des Zusammengehörigen. So, wie die Dinge jetzt liegen, ist die Allgemeine Geologie in zwei Hälften auseinandergerissen; die eine Hälfte vertritt der Geologe und die andere Hälfte der Mineraloge, und das erscheint mir nicht gut.

Selbstverständlich dürfte ein solcher „Allgemeiner Geologe", wie ich ihn hier auffasse, nicht nur chemisch-physikalisch-mineralogisch-petrographisch ausgebildet sein, sondern er müßte auch Geologe auf diesem Gebiete sein, d. h., seine Unter-

suchungen nicht nur am Studiertisch, sondern auch in der Natur machen.

Will man also überhaupt in der Geologie-Paläontologie eine Trennung vornehmen, so lasse man das, was zusammengehörig ist, zusammen und reiße es nicht auseinander, d. h., man lasse einerseits Historische Geologie und Paläontologie zusammen als „Historische Geologie" und andererseits dynamische, chemische und petrographische Geologie zusammen als „Allgemeine Geologie".

Will man dann abermals weiter trennen, so trenne man eine rein zoologische Paläontologie von der Historischen Geologie ab; wobei man aber trotzdem von dem Vertreter der Historischen Geologie die eingehendsten paläontologischen Kenntnisse verlangen muß, als wenn die Abtrennung gar nicht stattgefunden hätte. Aber die ganze Allgemeine Geologie lasse man als ein zusammengehöriges Ganzes zusammen.

Für alle kleineren Universitäten würden indessen alle diese Trennungen aus erklärlichen Gründen noch sehr lange hinausgeschoben werden. Es werden daher alle die Habilitanden, welche eine Professur anstreben, nicht nur an einer der wenigen großen Universitäten, sondern auch an einer der zahlreichen kleineren Universitäten gezwungen sein, sich nach wie vor in der alten Weise für „Geologie-Paläontologie" zu habilitieren und ihre Befähigung dafür nachzuweisen; denn anderenfalls würde jemand, der sich nur für „Historische Geologie" oder nur für „Paläontologie" oder nur für „Allgemeine Geologie" habilitiert hätte, wenn er es mit der Sache ernst meinte, gar nicht eine Professur für die ganze Geologie-Paläontologie im alten Sinne annehmen dürfen, da ihm ja die nötige Vorbildung dazu fehlen würde. Oder umgekehrt, wenn man es mit der Sache ernst meinte, so würde man ihm eine solche Professur auch gar nicht anbieten dürfen.

Wollte man sich freilich darüber hinwegsetzen und trotzdem Männer, die von Anfang ihrer wissenschaftlichen Tätigkeit an auf eine allgemeine breite Bildung in diesen Fächern Verzicht geleistet, die sich von Anfang an eng spezialisiert haben, dennoch für die gleichzeitige Lehrtätigkeit in allen diesen drei Fächern berufen, so würde man sich gegen den Geist der Universität vergehen.

Selbstverständlich rede ich hier nur von der Vorbildung, die ein zukünftiger Professor der Geologie genossen, und deren

Besitz er entweder durch Arbeiten auf den verschiedenen Gebieten oder auf andere Weise vor der Habilitation nachgewiesen haben sollte; ich rede also nur von der breiten Grundlage, die er sich erworben haben sollte, um später einmal den Anforderungen gerecht werden zu können, die ein Inhaber eines Lehrstuhls für das Gesamtgebiet der Allgemeinen Geologie und Historischen Geologie und Paläontologie erworben haben sollte. Das Spezialisieren nach der einen oder anderen Richtung hin ist ihm später natürlich unbenommen. Aber wer als Geologe schon **vor** der Habilitation sich eng spezialisiert hat, wer also diese breite Grundlage sich nicht erworben hat, der spart freilich viel Zeit und Mühe, der gelangt viel schneller zur Habilitation — aber für den gilt das vorhin Gesagte[1]).

Nachtrag. Ich habe eingangs gesagt: „Geologie ist Entwicklungsgeschichte der Erde und der Lebewelt". Gemeint ist natürlich Geologie in ihrer jetzigen Gestalt bei uns, d. h. in ihrer Vereinigung von allgemeiner und historischer Geologie; denn Letztere ist eben in ihrem wesentlichen Teile Entwicklungsgeschichte der Lebewelt. Jene Definition ist also tatsächlich richtig. Wer Anstoß daran nimmt, weil auf solche Weise Biologisches und Abiologisches zusammen liegt, der muß die von mir aus eben diesem Grunde als allein logisch erklärte Trennung machen: Einerseits Allgemeine, andererseits Historische Geologie. So lange beide vereint sind, wird Bio- und Abiologisches vereint bleiben.

[1]) Um den von Freunden recht frühzeitiger Spezialisierung gegen mich vielleicht erhobenen, sehr schwerwiegenden Einwurf abzuschneiden, ich verlange zu viel, verlange etwas, was ich selbst wohl nicht erfüllt habe, möchte ich angeben, daß ich vor der Habilitation auf allen drei Gebieten gearbeitet, und zwar meist umfangsreichere Abhandlungen veröffentlicht habe: 1. Paläontologie. a) Wirbellose: Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der fossilen Cephalopoden I u. II. b) Wirbeltiere: Die fossile Säugetierfauna von Punin bei Riobamba. 2. Historische Geologie: Der untere Dogger von Deutsch-Lothringen. 3. Allgemeine Geologie: a) Die Vulkane des Herniker-Landes, mit mikroskopisch-petrographischer Untersuchung der Gesteine; b) Der geologische Aufbau der Apenninhalbinsel; c) Hypothesen über die Entstehung der Gebirge (b und c für die Habilitation).

Es würde also weder der Einwurf stichhaltig sein, daß ich zu viel verlange, noch der weitere viel schlimmere, daß ich selbst diese Bedingungen nicht erfüllt habe.

Neueingänge der Bibliothek.

BÄRTLING, R.: Flußspat. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien. Herausgegeben von Dr. B. DAMMER und Dr. O. TIETZE, Berlin. Stuttgart 1913.

— Die Bedeutung der Kreideformation für die Wasserführung des Deckgebirges über den nutzbaren Lagerstätten des nördlichen Rheintalgrabens. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Jahrg. 1912, Monatsber. 1.

BERG, G.: Die Erzlagerstätten der nördlichen Sudeten. Hierzu 1 Tafel. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.

— Der geologische Bau des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens und seiner Umgebung. Mit 1 Karte. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.

BERGT, W.: Übersicht über die Gesteine der Kapverdischen Inseln. S.-A. aus: IMMANUEL FRIEDLÄNDER, Beiträge zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln. Berlin 1913.

BEYSCHLAG, F.: Das Salzvorkommen von Hohensalza. Mit 3 Figuren. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.

DENCKMANN, A.: Der geologische Aufbau des Kreises Siegen. Beiträge zur Landes- und Volkskunde.

EBELING, F.: Das Produktive Carbon Niederschlesiens. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.

FLIEGEL, G.: Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Stück I und II. Hierzu Tafel 26. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, Bd. **33**, II, 2. Berlin 1913.

— Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 1913, Monatsber. 7. Stuttgart 1913.

— Zum Gebirgsbau der Eifel. S.-A. aus: Verhandl. des Naturhist. Vereins der preuß. Rheinlande u. Westfalens, Jahrg. **68**, 1911.

HÄBERLE, D.: Die geologischen Verhältnisse der Nordpfalz. Nach einem gelegentlich der Jahresversammlung des Nordpfälzischen Geschichtsvereins am 12 Februar 1913 zu Rockenhausen gehaltenen Vortrag. Mit 13 Abbildungen u. 5 Tafeln. Kirchheimbolanden 1913.

— Die Gneis-(Granit-)Industrie von Albersweiler in der Rheinpfalz. S.-A aus: Der Steinbruch. Berlin.

— Die Gesellschaft für Naturwissenschaft und Heilkunde zu Heidelberg (1818—1847), die Vorläuferin des Naturhistorisch-Medizinischen Vereins zu Heidelberg (seit 1856). S.-A. aus: Verhandl. des Naturhist.-Medizin. Vereins zu Heidelberg. N. F. Bd. XII, 3. Heidelberg 1913.

— Bericht über die 46. Versammlung des Oberrheinischen Geologischen Vereins zu Frankfurt a. M. vom 25. bis 29. März 1913. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteil. des Oberrhein. Geol. Vereins. Karlsruhe 1913.

Huth, W.: Beiträge zur Kenntnis der Carbongattung *Mariopteris* und ihrer Arten. (Hierzu 1 Tabelle und 1 Textfigur.) S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913. Monatsber. 7. Stuttgart 1913.

— Die oberschlesischen Mariopteriden. Mit 2 Textfig. u. 6 Tafeln. S.-A. aus: Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F **75**. Berlin 1913.

Jentzsch, A.: Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.

Kaunhowen, F.: Der Bernstein in Ostpreußen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, II, 1. Berlin 1913.

Kohn, H.: Die Entstehung der heutigen Oberflächenformen der Erde und deren Beziehungen zum Erdmagnetismus. Annalen der Natur- und Kulturphilosophie. Herausgegeben von W. Ostwald und R. Goldscheid. Bd. XII, 1/2. Leipzig 1913.

Korn, J.: Der Buk-Maschiner Os und die Landschaftsformen der West-Posener Hochfläche, nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken (Drumlins) und Oser. Hierzu Tafel 10. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, I, 2. Berlin 1913.

Michael, R.: Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Mit 3 Profilen und 2 Übersichtskarten. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, I, 2. Berlin 1913.

— Zur Kenntnis des Oberschlesischen Diluviums. Mit 1 Figur. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, I, 2. Berlin 1913.

— Die geologischen Verhältnisse des Oberschlesischen Industriebezirks. S.-A. aus: Bd. II der Festschrift zum XII. Allgemeinen deutschen Bergmannstag in Breslau 1913: Handbuch des Oberschlesischen Industriebezirks. Kattowitz 1913.

— Die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpathen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913, Monatsber. 5. Stuttgart 1913.
Die Fortschritte der Geologie Oberschlesiens in den letzten 20 Jahren. S.-A. aus: Berg- u. Hüttenmännische Zeitschr. „Glückauf" Nr. 35 u. 36, Jahrg. 1913.

— Die geologische Position der Wasserwerke im oberschlesischen Industriebezirk. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. f. 1912, Bd. **33**, T. II, H. 1. Berlin 1913.

Molengraaff, G. A. F., u. van Waterschoot van der Gracht: Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie. Herausgegeben von G. Steinmann und O. Wilckens Bd. I, 3. Heidelberg 1913.

Monestier, J.: Sur la Stratigraphie Paléontologique de la zone à *Amaltheus Margaritatus* dans la région sud-est de l'Aveyron. S.-A. aus: Bull. de la Société géolog. de France, t. XIII. 1913. Paris 1913.

Muthesius, K.: Grundsätzliches zur Volksschullehrerbildung. Schriften des deutschen Ausschusses für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht. Heft 11. Leipzig 1911.

Pilz, R.: Geologische Studien in Britisch-Nordborneo. S.-A. aus: VI. Jahresber. der Freiberger Geolog. Ges. Freiberg 1913.

Sauer, A.: Geologische Karten. S.-A. aus: Handwörterbuch der Naturwissenschaften. Bd. IV. Jena 1913.

SEEMANN, FR.: Eine neue Therme in Außig.
— Die naturwissenschaftlichen Sammlungen Deutschböhmens. IV. Das Außiger Stadtmuseum. S.-A. aus: Lotos, Naturw. Zeitschr., Bd. **60**, 1912. Prag.
— Neue Mineralfundorte des böhmischen Mittelgebirges.
— Die Außiger Thermen. Außig 1912.
— Ergebnisse einer naturwissenschaftlichen Reise zum Erdschias-Dagh (Kleinasien). III. Petrographischer Teil. Die Gesteine des Erdschias-Dagh. S.-A. aus: Annalen des k. k. Naturhist. Hofmuseums, Bd. XXI, 3 u. 4. Wien.
SHIRAKI, T.: Monographie der Grylliden von Formosa, mit der Übersicht der Japanischen Arten. Taihoku 1911.
— Acrididen Japans. Yokohama 1910.
STELLER, K. G.: Vorrichtung zu gleichzeitiger verbundener Darstellung helio- und geozentrischer Planetbewegungen. Nürnberg.
TORNAU, F.: Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete. Heft 6. Zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika. Mit 9 Fig. im Text, 6 Tafeln und einer geol. Routenkarte. Herausgegeben von der Geolog. Zentralstelle f. d. deutschen Schutzgebiete. Berlin 1913.
TRAUTH, FR.: Zur Erinnerung an ERNST KITTL. Mitteilungen der Sektion für Naturkunde des Österreichischen Touristen-Klubs. Jahrg. XXV, 8/9.
TYRRELL, J. B.: The Patrician Glacier South of Hudson Bay. International Geological Congress, Canada 1913. Toronto 1913.
WAHNSCHAFFE, F.: Über zwei conchylienführende Lößablagerungen nördlich vom Harz. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1886. Berlin 1887.
— Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1896. Berlin 1897.
— Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiete im April 1907. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, Bd. XXVIII, 3. Berlin 1907.
— Über eine Exkursion bei Magdeburg. Aus: Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der Deutschen Geologischen Landesanstalten im Jahre 1908. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, II, 1. Berlin 1909.
— Über die Einwirkung des vom Winde getriebenen Sandes auf die an der Oberfläche liegenden Steine. Naturw. Wochenschr., Bd. II, 19. Berlin 1888.
— Die Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit. Vortrag, gehalten auf dem VIII. Deutschen Geographentage zu Berlin. S.-A. aus: Verhandl. des VIII. Deutschen Geographentages zu Berlin 1889. Berlin 1889.
— Über die Entstehung und Altersstellung des Klinger Torflagers. S.-A. aus: Sitzungsber. der Ges. naturforsch. Freunde, Jahrg. 1892, 10.
— Ergebnisse einer Tiefbohrung in Niederschöneweide bei Berlin. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1893.
— Über die Entwicklung der Glazialgeologie im norddeutschen Flachlande. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1898.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 12. 1913.

Protokoll der Sitzung vom 3. Dezember 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende eröffnete um 6 Uhr die Sitzung zur Vornahme der Wahl des Vorstandes und Beirats, die um 7¼ Uhr für beendigt erklärt wird.

Der Vorsitzende teilt mit, daß die Gesellschaft im letzten Monat wiederum 2 alte Mitglieder durch den Tod verloren hat und widmet ihnen folgenden Nachruf:

Unsere Gesellschaft hat den Verlust von zwei langjährigen hervorragenden Mitgliedern zu beklagen; es starben im vorigen Monat Professor Dr. ARMIN BALTZER in Bern und Professor Dr. ANTON FRIČ in Prag.

RICHARD ARMIN BALTZER wurde am 16. Januar 1842 in Zwochau im Regierungsbezirk Merseburg geboren, wo sein Vater FRIEDRICH BALTZER als Pfarrer tätig war. Religiös-politische Kämpfe nötigten diesen, in den vierziger Jahren als Flüchtling seine Heimat zu verlassen, um dann nach rastlosen Wanderjahren in der Schweiz eine neue Heimat zu finden. Nachdem der junge ARMIN BALTZER in Zürich die vielfach unterbrochene Gymnasialbildung vollendet hatte, studierte er dort zuerst Naturwissenschaften unter ESCHER VON DER LINTH, KENNGOTT und WISLICENUS. Von hier ging er 1864 nach Bonn, wo er mit einer geologischen Arbeit den Doktortitel erwarb, um sodann in Zürich am Chemischen Institut der Universität eine Assistentenstelle anzunehmen. Im Jahre 1869 erhielt er eine Lehrstelle für Chemie, Mineralogie und Geologie an der dortigen Kantonschule und hatte als solcher Gelegenheit, viele geologische Exkursionen mit seinem anregenden ehemaligen Lehrer ESCHER VON DER LINTH zu unternehmen.

Bereits im Jahre 1873 habilitierte sich BALTZER für Geologie an der Universität und am eidgenössischen Polytechnikum in Zürich mit der Arbeit: „Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues. Zürich 1873.“ In den nächsten Jahren beschäftigten ihn unter anderem die Felzstürze in den Alpen, die vulkanischen Erscheinungen des Ätna und der Insel Vulcano sowie der geologische Bau des Wetterhorns. Von besonderer Bedeutung waren folgende Arbeiten:

Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Mit Atlas von 13 Tafeln und einer Karte, mit Zugrundelegung der eidgenössischen Aufnahmekarten im Maßstab 1:50000. (Mitteil. d. naturf. Gesellsch. in Bern, Nr. 20, 1880.)

Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Atlas des Gotthardmassivs, enthalten auf Blatt XIII. (Mitteil. d. naturf. Gesellsch. in Bern, Nr. 24, IV, 1888):

sie haben seinen Namen als Geologe bekannt und berühmt gemacht. Nach dem Tode BACHMANNs erhielt BALTZER 1884 einen Ruf als odentlicher Professor für Geologie und Mineralogie an die Universität Bern.

In den unzureichenden Räumen des alten Universitätsgebäudes entfaltete er eine so erfolgreiche und vielseitige Lehrtätigkeit, daß ihm auf seine Anregung und in Anerkennung seiner Verdienste ein neues Institut bewilligt wurde, welches er im Jahre 1897 beziehen konnte. Die akademische Lehrtätigkeit gewährte ihm die Zeit zu geologischen und petrographischen Untersuchungen namentlich im Aarmassiv, die er in obengenannter Schrift und in dem Aufsatze:

„Randerscheinungen der zentralgranitischen Zone im Aarmassiv. (Neues Jahrb. f. Mineral. usw., Jahrg. 1885, II.)“

niederlegte.

Außerdem bearbeitete er die Gebiete des diluvialen Aar- und Rhonegletschers (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, XXX. Lieferung. Bern 1896) in musterhafter Weise und wandte sich im Anschluß an diese Untersuchungen dem Studium der diluvialen Gletscher auf der Südseite der Alpen und demjenigen der südlichen Kalkalpen zu. Von besonderer Bedeutung waren seine

„Studien am Unter-Grindelwaldgletscher über Glazialerosion, Längen- und Dickenveränderung in den Jahren 1892—1897. (Denkschr. d. schweiz. naturf. Gesellsch. Bd. 33, 2. Zürich 1898.)“

Aus seinen letzten Lebensjahren stammen weitere Untersuchungen über den granitischen Zentralkern des Aarmassivs und der geologische Führer für das Berner Oberland. (Berlin 1906.)

In Anerkennung seiner großen Verdienste um die Förderung der Geologie wurde BALTZER von der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien und der Academy of natural sciences of Philadelphia zum korrespondierenden Mitgliede sowie von der Geological Society of London zum Ehrenmitgliede ernannt.

In der Sitzung am 1. Dezember 1875 erfolgte auf den Vorschlag von ROTH, LOSSEN und DAMES die Aufnahme BALTZERS als Mitglied in die Deutsche Geologische Gesellschaft. Von 1904—1906 gehörte er dem Beirat an.

BALTZER besaß einen edlen Charakter, eine schlichte Geradheit in seinem Wesen und eine hervorragende Willensstärke, so daß er trotz schweren Nervenleidens in den letzten Lebensjahren seine Tätigkeit als Lehrer immer noch aufrecht erhielt. Die hohe Auffassung von seinem Lehrberuf kennzeichnen seine Worte: „Nicht sowohl die wissenschaftliche Berühmtheit als die Persönlichkeit, enthusiastische Begeisterung und Lehrgeschick machen das Wirksame des lehrenden Professors aus, Mann und Wissenschaft müssen eins sein, nur dann wirken sie lebendig“.

Mir ist es vergönnt gewesen, auf geologischen Versammlungen wiederholt mit BALTZER zusammenzutreffen. Im Jahre 1894 nahm ich an der von ihm geleiteten Exkursion durch das Aartal teil, die sich an den VI. internationalen Geologenkongreß in Zürich anschloß. Allen Teilnehmern wird es unvergeßlich sein, in welch ausgezeichneter Weise er uns dort in sein Arbeitsgebiet einführte, und wie er uns durch seinen liebenswürdigen Humor das andauernd schlechte Wetter auf dieser Exkursion, das uns einen vollen Tag in Guttannen festhielt, vergessen ließ. Dieser köstliche Humor kam auch sonst in seinen geologischen Gelegenheitsgedichten zum Ausdruck.

Am 4. November ist der vortreffliche Mann in Hilterfingen am Thunersee plötzlich infolge eines Schlaganfalles aus dem Leben geschieden.

ANTON FRIČ, ein Bruder des bekannten tschechischen Schriftstellers JOSEPH VACLAV FRIČ, war am 30. Juni 1832 in Prag geboren. Im Jahre 1849 ordnete er im Museum des Königreichs Böhmen die aus Texas eingelaufenen Sammlungen und wurde dort nach drei Jahren Assistent bei der zoologischen Abteilung. Er spendete diesem Museum eine schöne Sammlung der in Böhmen heimischen Vögel. Im Jahre 1855 wurde er Kustos der zoologischen Musealsammlungen und unternahm als solcher größere Forschungsreisen in Serbien.

Kroatien, Dalmatien und Montenegro. Sein Hauptstudium war der Medizin gewidmet. Er erlangte 1860 den Doktorgrad und habilitierte sich 1862 als Dozent für vergleichende Anatomie und Physiologie an der Universität und 1864 an dem damals reorganisierten Polytechnikum in Prag. Im Jahre 1871 wurde er zum außerordentlichen Professor an der Prager Universität ernannt und erhielt 1882 nach der Errichtung der tschechischen Universität daselbst die ordentliche Professur für Zoologie. Zugleich war er Direktor der zoologischen und paläontologischen Abteilung des Kgl. Böhmischen Museums.

Es ist FRIČs Verdienst, daß er BARRANDE bewog, seine herrliche paläontologische Sammlung dem Prager Museum zu vermachen. Nach dem Tode dieses Gelehrten gründete FRIČ einen BARRANDE-Fonds in Höhe von 10000 Fl., der noch heute zur Unterstützung des Studiums des böhmischen Silurs dient. FRIČ hat sich um die naturwissenschaftliche Durchforschung Böhmens sehr verdient gemacht und das Böhmische Museum durch zoologische und paläontologische Sammlungen außerordentlich bereichert. Unter seinen geologisch-paläontologischen Arbeiten sind hervorzuheben:

Über die Callianassen der böhmischen Kreideformation. (Abh. d. Kgl. böhm. Ges. der Wiss., Bd. XV, Prag 1867.)

Cephalopoden der böhmischen Kreideformation. Prag 1872.

Geologische Bilder aus der Vorzeit Böhmens. Prag 1873.

Die Reptilien und Fische der böhmischen Kreideformation. Prag 1878

Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. Prag 1883—1901. 4 Bände.

Die Crustaceen der böhmischen Kreideformation, zusammen mit KAFKA. Prag 1887.

FRIČ gehörte als ordentliches Mitglied seit 1870 der Königlichen böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften an und wurde am 13. September 1868 auf Vorschlag der Herren v. UNGER, A. und U. SCHLÖNBACH in die Deutsche geologische Gesellschaft als Mitglied aufgenommen.

Im 81. Lebensjahre stehend, ist er am 15. November nach einem arbeitsreichen Leben in seiner Villa „Božinka" in Prag sanft entschlafen.

Zu Ehren der Verstorbenen erheben sich die Anwesenden von ihren Sitzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Deutschen Geologischen Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergassessor OTTO SCHLAFKE, Berlin N. 4. Invalidenstraße 44;

Herr Bergassessor WILHELM HÖPPNER, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44;

Herr Professor Dr. F. KOSSMAT, Direktor der Königl. Sächsischen Geologischen Landesanstalt in Leipzig, Talstraße 35; vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und MICHAEL.

Der Vorsitzende legt sodann die als Geschenk eingegangenen Druckschriften der Versammlung vor und bespricht eine Auswahl.

Alsdann wird das Ergebnis der Wahlen verlesen:

Es wurden abgegeben 237 Wahlzettel, darunter 1 ungültiger.

Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Herr WAHNSCHAFFE 232, Herr BORNHARDT 2, ungültig 2 Stimmen. — Gewählt Herr WAHNSCHAFFE.

Als stellvertretende Vorsitzende:

Herr BORNHARDT 234, Herr KRUSCH 221, Herr STREMME 2, Herr SCHEIBE 2, die Herren ZIMMERMANN, PENCK, BRANCA, JANENSCH, BEYSCHLAG und BÄRTLING je 1, ungültig 6. — Gewählt die Herren BORNHARDT und KRUSCH.

Als Schriftführer:

Die Herren BÄRTLING 233, HENNIG 236, JANENSCH 231, WEISSERMEL 229, HARBORT 4, VON STAFF 2, BEYSCHLAG, BERG, MESTWERDT je 1, ungültig 2. — Gewählt die Herren BÄRTLING, HENNIG, JANENSCH und WEISSERMEL.

Als Schatzmeister:

Die Herren MICHAEL 230, VON LINSTOW 3, AHLBURG 2. — Gewählt Herr MICHAEL.

Als Archivar:

Herr SCHNEIDER 235. — Gewählt Herr SCHNEIDER.

Als Beiratsmitglieder:

Die Herren SALOMON 215, ROTHPLETZ 210, MADSEN 205, FRICKE 204, OEBBECKE 200, FRECH 199, STROMER VON

Reichenbach 31, Wepfer 20, Steinmann 11, Welter 10, Andree 9, Deecke 8, Weigand 8, Buxtorf 4, Pompeckj 4, Em. Kayser, Stille und Tornquist je 3, Lepsius und Er. Kaiser je 2, von Arthaber, Klinkhardt, E. Fraas, Blankenhorn, Wysogorski, Schleh, von Ammon, Bruhns, Hintze, van Werwecke, Bücking, Semper, Bergeat, K. Martin, Paulke, Wilckens, Gürich, Klockmann, Dannenberg je 1. — Gewählt die Herren Salomon, Rothpletz, Madsen, Fricke, Oebbecke und Frech.

Demnach setzt sich der Vorstand und Beirat für 1914 folgendermaßen zusammen:

Vorsitzender:	Herr	Wahnschaffe
Stellvertr. Vorsitzende:	-	Bornhardt
	-	Krusch
Schriftführer:	-	Bärtling
	-	Hennig
	-	Janensch
	-	Weissermel
Schatzmeister:	-	Michael
Archivar:	-	Schneider

Beirat: Die Herren Frech-Breslau, Fricke-Bremen, Madsen-Kopenhagen, Oebbecke-München,, Rothpletz-München und Salomon-Heidelberg.

Die anwesenden Herren nahmen die Wahl an.

Herr H. Philipp spricht über **„Osar und deren Beziehung zu Kames und Rollsteinfeldern“** [1]).

Im Anschluß an seine vor zwei Jahren dargelegte Auffassung von der inglazialen Entstehung der Osar [2]) berichtet der Vortragende über seine diesjährige Begehung der Aargletscher. Es ließ sich ein neuer Oszug seitlich auf dem Rücken des Oberaargletschers in einer Gesamtlänge von ca. 300 m feststellen. Dieser zerfällt in 2 Teilstücke von ca. 80 bzw. 200 m Länge, von denen das kürzere, tiefer gelegene, nicht in unmittelbarer Fortsetzung des oberen auftritt, sondern um einige

[1]) Eine ausführlichere Darstellung erscheint im Zentralbl. f. Min. 1914.

[2]) H. Philipp, Über ein rezentes alpines Os . . . ., diese Zeitschrift, Bd. 64. 1912. Monatsber. S. 68—102.

Meter seitlich ausgelenkt ist. Die Rücken bestehen aus grobem gerollten Material, das nur oberflächlich von einigen Moränenblöcken bedeckt ist; sie zeigen den geschwungenen Verlauf der Rücken- und Höhenlinie, so daß sie alle äußeren Merkmale der Osar tragen.

Gegen die inglaziale Entstehung der Osar ist von einigen Seiten der Einwand erhoben worden, daß bei dem nachträglichen Niederschmelzen der schutterfüllten Kanäle keine Osar mit ungestörter innerer Struktur sich entwickeln könnten. Dieser Einwurf ist deswegen nicht stichhaltig, weil die Gletscher nicht nur von der Oberseite, sondern auch von unten her abschmelzen. Folglich werden tief gelegene inglaziale Kanäle gleichfalls von unten her freigeschmolzen, und deren Kies- und Schotterinhalt kann sich dann ohne jede Störung der ursprünglichen Struktur auf dem Gletscherboden ablagern, zumal die Abschmelzung von unten her viel gleichmäßiger und ruhiger erfolgt als die Ablation der Gletscheroberfläche. Man wird also die ungestörten Osar wesentlich auf die Abschmelzung der Kanäle von unten, die gestörten auf deren Abschmelzung von oben her zurückführen können.

Daß inglaziale Kanäle keineswegs selten sind, zeigen u. a. die Beobachtungen am Unteraargletscher, von wo sie bereits AGASSIZ früher beschrieben hat. Sie treten offenbar viel zahlreicher auf, als man bisher angenommen hat, und spielen eine wesentliche Rolle bei der Drainage des Gletschers.

Bei der Annahme inglazialer Entstehung der Osar erklärt sich zwanglos die enge Verknüpfung von Osarn, Rollsteinfeldern und Kames. So müssen bei einer Stillstandslage die Schotter eines inglazialen Kanals sich beim Ausschmelzen an der Stirn des Gletschers zu einem großen Geröll- und Kieshaufen akkumulieren, also einem einzelnen Kame, der im Bogen der Endmoräne liegt. Ein Beispiel hierfür bietet die Südseite des Oberaargletschers, wo sich fluvioglaziales Material vom Rücken des Gletschers bis zur Endmoräne hinzieht und hier einen größeren, ca. 8 m hohen Schotterhaufen bildet. Analog wird sich bei etappenweisem Rückzug des Gletschers statt eines kontinuierlichen Osrückens eine Anzahl hintereinandergereihter Kuppen entwickeln können. Da außerdem gelegentlich mehrere Kanäle dicht beieinander in gleicher Richtung, aber verschiedenem Niveau auftreten, so können sich ganze Gruppen solcher Kamehügel entwickeln.

Besondere Fälle müssen eintreten, wenn die Kanäle beim Ausschmelzen ziemlich hoch auf dem Gletscher liegen. Dann breitet sich das Geröll wie bei Mittelmoränen durch Tischen

und Abrutschen immer mehr seitlich aus, so daß beim definitiven Niederschmelzen sich nicht mehr ein Rücken, sondern ein breiter Streifen von Geröllen (Rollsteinfeld) auf den Untergrund niedersenkt. In einer Stillstandslage wird diese breite fluvioglaziale Schottermasse sich ebenfalls endmoränenartig vor dem Fuß des Gletschers als transversale Kies- und Geröllrücken akkumulieren müssen, den quergestellten Marginalosarn bzw. Marginalkames.

Zur Diskussion sprechen die Herren WAHNSCHAFFE, WERTH, WEISSERMEL, P. G. KRAUSE, KORN und der Vortragende.

Herr WEISSERMEL weist auf die von ihm beschriebenen[1]) Verhältnisse nordöstlich von Halle hin, wo Osar der vorletzten Vereisung in zweifellosen genetischen Beziehungen zu den das Diluvium durchragenden Porphyrkuppen stehen, indem sie sich an diese ansetzen, von ihnen ausstrahlen; Verhältnisse, die nur dahin gedeutet werden können, daß die Porphyrkuppen in der letzten Phase der Eisbedeckung Spalten im Eise aufreißen ließen, die wieder zur Osbildung Veranlassung geben. Hier können also die Osar nur in Spalten entstanden gedacht werden.

Herr P. KRUSCH berichtet „über einige Exkursionen und Beschlüsse des Internationalen Geologenkongresses in Toronto“.

Herr W. WOLFF spricht über „die Glazialgeologie in den Verhandlungen und auf den Exkursionen des Kongresses in Toronto“.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. BÄRTLING. HENNIG.

[1]) SIEGERT und WEISSERMEL, Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. Abhandl. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 60, S. 261—69.

Briefliche Mitteilungen.

36. Bericht über die Exkursionen im Anschluß an die Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Greifswald im August 1912.

Von Herren O. JAEKEL, K. KEILHACK und H. PHILIPP.

A. Bericht über die Exkursionen vor der Versammlung.

Führung: H. PHILIPP, O. JAEKEL und K. KEILHACK.

Exkursion nach Stettin und Nörenberg vom 3.—5. August 1912.

Von Herrn H. PHILIPP.

An der Exkursion nach Stettin und Nörenberg vom 3.—5. August nahmen 15 Herren teil. Am Nachmittage des ersten Tages fuhr man mit den halbstündlich[1]) verkehrenden Lokaldampfern von Stettin in $^{3}/_{4}$ Stunde Oder abwärts nach Kratzwieck zur Besichtigung der großen Aufschlüsse im Mitteloligozän, die an der Straße zwischen hier und Cavelwisch durch die Ziegeleiindustrie geschaffen sind. In der SCHWINNINGschen Grube, der zweiten von Kratzwieck aus, tritt die Zweiteilung des Mitteloligozäns in die liegenden Septarientone und die hangenden Stettiner Sande klar zutage, wenn auch die Lagerung im einzelnen durch Quellungen im Ton und Abgleiten der hangenden Sande vielfach sehr kompliziert ist, so daß man früher lange im unklaren über die Altersbeziehungen beider zueinander gewesen ist. Der hier dunkelgrau bis braunschwarze Septarienton ist zum Teil recht sandig; Versteinerungen sind

[1]) Zeit- und Wegeangaben sowie die Literaturangaben am Schluß sind etwas genauer angeführt, um gelegentlich späterer Exkursionen als Anhaltspunkte dienen zu können.

auffallend selten, doch zeigen sich in den tiefen Teilen der Grube massenhaft die meist sehr regelmäßig, z. T. birnenförmig gestalteten Septarien; ebenso finden sich gelegentlich gute Gipsrosetten. Die gelb bis rostbraun gefärbten Stettiner Sande im oberen Teil der Grube gliedern sich hier in einen massigen, rein sandigen, leicht zerreiblichen Komplex, und einen zweiten, in dem sandige Schichten mit festen kalkreichen Bänken wechseln. Letztere Partie ist steil gefaltet, während in den massigen Sanden die Störung sich durch zahllose sich kreuzende Sprünge ausprägt. Ob diese Verquetschungen bzw. Stauchungen hier gleichfalls durch Abrutschen oder durch glazialen Druck erfolgt sind, ist zweifelhaft. Bereits an dieser Stelle konnte man sich von dem Reichtum an Fossilien der Stettiner Sande überzeugen. Diese liegen entweder lose in den Sanden, meist jedoch schichtenweise in konkretionär verhärteten Bänken oder als isolierte Individuen im Kern einzelner, regelmäßiger sogenannter Stettiner Kugeln, die sich durch ihre hohe Härte auszeichnen. Sehr reich an Versteinerungen erwiesen sich die Aufschlüsse in der HAVEMANNschen Grube dicht vor Cavelwisch, wo als häufigstes Fossil Fusus multisulcatus oft ganze Bänke zusammensetzt. Besonderes Interesse fanden die sehr häufigen Durchschnitte durch Otolithen sowie verkieseltes, von zahlreichen Teredogängen durchsetztes Holz. In dieser Grube gewann man auch ein gutes Bild von den komplizierten Lagerungsverhältnissen der Sande und der Tone zueinander, da hier über den Sanden stellenweise nochmals Septarienton auftritt und beide an einigen Punkten direkt miteinander verknetet erscheinen.

Die ganze Tour erforderte mit halbstündiger Kaffeepause auf dem Rückwege in Gotzlow 5 Stunden. Von Stettin fuhr man am Abend noch bis Stargard.

Sonntag, den 4., und Montag, den 5. August. Diese beiden Tage waren dem Endmoränengebiet der weiteren Umgebung von Nörenberg in Hinterpommern gewidmet, das vor allem durch KEILHACKS Arbeiten bekannt geworden ist und das, wie vielleicht kein anderes Gebiet Norddeutschlands, auf engstem Raume die meisten Formen des glazialen Oberflächenreliefs in modellartiger Schönheit zeigt; vgl. das Übersichtskärtchen (Fig. 1) und die S. 655 angegebenen Karten. Die Begehung umfaßte das Gebiet des baltischen Endmoränenzuges zwischen den Bahnstrecken Stargard—Reetz und Wangerin—Dramburg. Mit dem ersten Zuge erreichte man Station Tornow der Strecke Stargard—Reetz—Callies, auf der flachen

Grundmoränenebene gelegen. Bereits während der Fahrt fiel der durch seine charakteristische Kiefernbewaldung

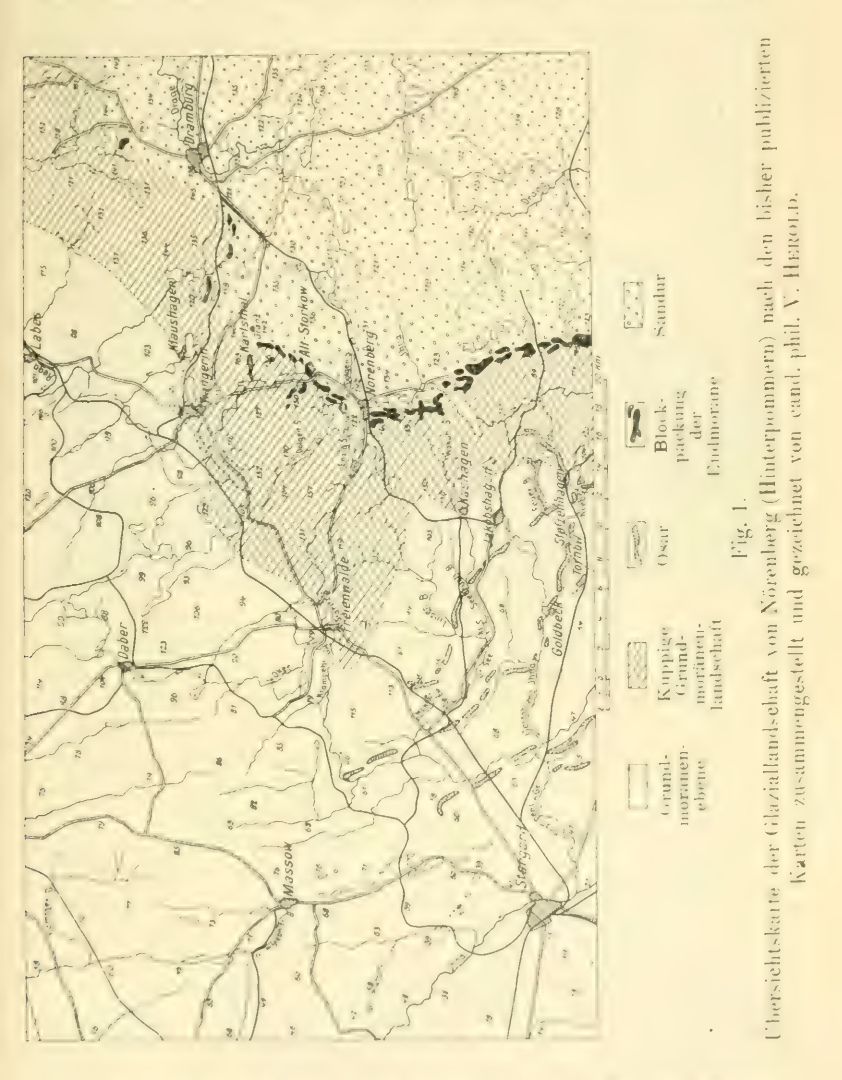


Fig. 1.

Übersichtskarte der Glaziallandschaft von Nörenberg (Hinterpommern) nach den bisher publizierten Karten zusammengestellt und gezeichnet von cand. phil. V. Herold.

sich nördlich der Bahn scharf heraushebende Zug des Goldbecker Oses auf, des mittleren der 3 großen Oszüge, die im Verein mit mehreren kleineren, hier in südöstlicher Richtung gegen die Endmoräne ziehen.

Auf dem Wege Tornow—Wudarge erreichte man binnen kurzem den Osrücken und konnte sich in einem guten Aufschluß von dessen charakteristischem Aufbau, Sanden und feinen Kiesen in fluviatiler Kreuzschichtung überzeugen. Im Verfolge des Oszuges gegen Osten treten dem Besucher dann alle morphologischen Eigentümlichkeiten der Osar deutlich vor Augen. Das Os erhebt sich hier in einer durchschnittlichen Breite von 150—200 m ca. 15 m über die benachbarte Grundmoränenebene, bald in Form eines abgeplatteten breiten Rückens, bald mit beiderseitig steilem Anstieg als ausgesprochener „Ziegenrücken". Ebenfalls sehr deutlich entwickelt treten hier als Begleiter des Oses die Osgräben auf, breite vertorfte Niederungen, die abwechselnd den Oszug bald nur an der einen Seite, bald zu beiden Seiten flankieren, gelegentlich auch den Oszug unterbrechen und von einer zur andern Seite hinüberwechseln. Daß diese Gräben einst stark fließende Gewässer waren, zeigen Prallstellen an den Osflanken. Auf dem Rücken, und an den Abhängen des Osrückens fortwandernd verfolgte man diesen ca. 2 km weit bis dorthin, wo oberhalb des Weges Saatzig—Moderow einige baumfreie, ziemlich isoliert sich heraushebende Kuppen des Osrückens einen vorzüglichen Überblick über dessen Verlauf und über die ganze Landschaft geben. Frei überblickt der Beschauer im Nordwesten und Südwesten die weite fruchtbare, flachwellige Grundmoränenebene mit ihren eingesenkten Söllen und den langgestreckten Jakobshagener und Goldbecker Osarn; im Nordosten hebt sich das Terrain sanft und allmählich wie der Innenrand eines flachen Tellers zu einem mit Laubwald bestandenem Höhenzuge, dem Innenrand des Endmoränenbogens. Scharf treten von diesem erhöhten Standpunkt aus an den benachbarten Hügeln zwei Eigenschaften vieler Oszüge hervor: die in kurzen Serpentinen geschwungene Rückenlinie sowie das gelegentliche Auflösen eines Osrückens in mehrere individualisierte Kuppen, wodurch die Höhenlinie gleichfalls einen geschwungenen Verlauf erhält.

In längerer Ruhepause entwickelte sich hier oben eine lebhafte Diskussion, anknüpfend an die vom Referenten aufgestellte Theorie der Entstehung der Osar aus inglazialen Kanälen unter wesentlicher Mitwirkung proximal aufreißender Spalten[1]), wodurch viele Eigentümlichkeiten der Osar und

[1]) H. Philipp: Über ein rezentes alpines Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. Diese Zeitschr. 1912, Monatsber. S. *68—102*, vgl. auch vorstehende Notiz, S. *638*.

der Osgräben eine ungezwungenere Erklärung finden als bei der bisherigen Annahme sub- oder supraglazialer Entstehung.

Dann folgte man zunächst dem Laufe des Krebsbaches gegen Osten und nahm später querfeldein die Richtung auf Stolzenhagen. Unmittelbar nördlich dieses Ortes tritt ein zweiter Osrücken, „die Feuerberge“, auf, eine Fortsetzung des Jakobshagener Oses in Form eines ca. $1^1/_2$ km langen, fast wie ein Eisenbahndamm scharf geschnittenen Walles (vgl. Fig. 2), der nur noch im kleinen den welligen Verlauf von Rücken-



Fig. 2. DANNENBERG phot.

Os (Feuerberge) bei Stolzenhagen. Fortsetzung des Jakobshagener Os.

und Höhenlinie erkennen läßt, und dessen Material viel gröber kiesig ist als das des zuvor besuchten Oses. Aufschlüsse am westlichen Ende dieser Feuerberge an der Straße nach Jakobshagen zeigen eine schwach sattelförmige Lagerung der Kiesschichten. (Entfernung von Bahnhof Tornow bis zu den Feuerbergen ca. 8 km, Wegdauer incl. Rast und Begehung der Feuerberge ca. $3^1/_2$—4 Stunden.)

Den Weg von den Feuerbergen nach Jakobshagen (ca. $2^1/_2$ km) legte man in Wagen zurück, die die Teilnehmer, nach einer Frühstückspause in Jakobshagen, Nachmittags am Wokuhlsee und am Westufer des Nethstubbensees entlang bis Nörenberg bringen sollten. (Jakobshagen — Nörenberg ca. 12 km. Kleinbahn über Kashagen in einer Stunde.) Unmittelbar hinter Jakobshagen, auf dem Wege nach dem Wokuhlsee, ändert sich die Landschaft. Zunächst bauen sich über der Grundmoräne einige vereinzelte elliptische, drumlinartige Hügel auf; dann

wird das Terrain völlig unruhig, scheinbar regellos wechseln Kuppen und abflußlose Senken: das typische Bild der kuppigen Grundmoränen- bzw. Endmoränenlandschaft. Diese wird hier von prächtigem Hochwald überzogen, ist aber dort, wo der Boden Feldkultur zuläßt, erfreulicherweise in ausgedehntem Maße kolonisiert, da das kuppige, zum Teil sehr stark mit Blöcken bestreute Terrain sich nicht für den Großbetrieb eignet. Am Wokuhlsee kreuzt man eine alte breite Schmelzwasserrinne, die hier die Endmoränenlandschaft durchbrochen hat, also einem jüngeren Rückzugsstadium des Eises angehört haben muß.

Sobald man oberhalb des Nethstubbensees aus dem Walde heraustritt, zeigt sich wiederum ein völlig anderes Landschafts-



PRAESENT phot.

Fig. 3.

Dolgensee, nordöstlich von Nörenberg. Sandurfläche mit Rinnensee.

bild, eine weite, sich gegen Osten erstreckende Ebene, das Gebiet der Kies- und Sandaufschüttung vor dem Gletscher: der Sandur. Am schärfsten tritt dessen Struktur und seine Beziehungen zur Endmoräne nördlich von Nörenberg hervor, während südlich, zwischen Nörenberg und Nethstubbensee, die Grenzen ziemlich verwaschen sind und sich nicht in einer scharfen Linie, sondern in einer Reihe von niederen, sehr blockreichen, annähernd parallellaufenden Rücken ausprägt, was darauf hinzuweisen scheint, daß hier der Eisrand weniger stationär war als nördlich von Nörenberg, daß er vielmehr oszillierte oder sich in kleinen Etappen mehr gleichmäßig zurückzog.

Die späten Nachmittagsstunden galten der unmittelbaren Umgebung Nörenbergs nördlich der Stadt. Blickt man vom Kulminationspunkt der Straße nach Seegut—Alt-Storkow, ehe man die Kalksandsteinfabrik erreicht hat, gegen Osten so fällt zunächst die scheinbare Eintönigkeit der Sandur-Landschaft auf, die sich fast wie eine Platte von der Höhe des

Seegutes bei ca. 140—145 m ganz schwach gegen Osten senkt. Um so erstaunter ist man, wenige Schritte weiter, an der Fabrik, vor einem fast 30 m steil eingesenkten Rinnensee, dem Dolgensee, zu stehen (vgs. Fig. 3), dem Teilstück einer Schmelzwasserrinne, die aus der Gegend des Enzigsees sich weit gegen Osten erstreckt und sich südlich von Dramburg mit einer anderen aus der Gegend von Labes herüberziehenden Rinne vereinigt. Diese Dolgenseerinne gibt einen vorzüglichen Einblick in die Struktur des Sandurs, vor allem in dem großen Aufschluß der Kalksandsteinfabrik (vgl. Fig. 4). Hier stehen deutlich ge-



Philipp phot.

Fig. 4.

Aufschluß im Sandur an der Kalksandsteinfabrik bei Nörenberg.

schichtete Sande und Kiese mit gelegentlichem groberem Geröll an, die Gelegenheit zum Sammeln von silurischen und jurassischen Fossilien bieten. Aufschlüsse weiter östlich, in einem der kleinen Seitenrisse des deutlich terrassierten Sees zeigen, entsprechend der größeren Entfernungen von der Endmoräne, im ganzen feinere Sande; die unregelmäßig verteilten faustgroßen Gerölle sind hier seltener, und ebenso scheinen die groben Kieslager zu fehlen. Die Sande sind hier deutlich geschichtet durch einen Wechsel feiner loser Sande von heller Farbe und eisenschüssigen braunen, etwas verfestigten Lagen, die sich in der Mächtigkeit von ca. 1 cm zwischen die 5 bis 10 cm mächtigen losen Sande einschalten. Oft sind diese Schichten etwas gebogen und gefältet, verzweigen sich wohl auch, laufen aber im ganzen kontinuierlich fort. Vielleicht

ließe sich dieser Schichtwechsel mit periodischem Ablationswechsel (Jahreszeiten- oder Tag- und Nachtwechsel) in Zusammenhang bringen.

Gegen Westen zu gabelt sich die Dolgenseerinne in die nördlich ziehende, gleichfalls terrassierte und steil eingeschnittene Schützenseerinne und eine Depression, die zum Enzigsee hinüberzieht und die darauf hinweist, daß ihre Fortsetzung in dem nördlichen Zweig des Enzigsees und über Streblow hinaus in der nordwestlichen, ebenfalls Dolgensee heißenden Seerinne zu suchen ist. Nordwestlich der Kalksandsteinfabrik, kurz vor dem Schützensee, dessen Rinne noch in den Sandur eingesenkt ist, zeigen die Sandgruben, entsprechend ihrer Annäherung an die Endmoräne, ziemlich grobe Schotter und Sande, bereits untermischt mit sehr großen Geröllen, und unmittelbar westlich davon steht man bereits auf den Blockpackungen der Endmoräne, die hier in einem zungenförmigen Ausläufer südöstlich gegen den Sandur vorspringt, nördlich anschließend aber in einem breiten Gürtel den Sandur gegen Westen zu abschließt. Diese wald- und buschbestandene Blockpackung begleitet den Nordoststrand des Enzigsees und biegt dann gegen das Ostufer des Pietschensees ein. Künstliche Aufschlüsse in der Gegend der Waldhalle haben gezeigt, daß hier Block an Block, zum Teil von mächtigen Dimensionen, aufeinandergeschichtet ist, und auch oberflächlich kann man sich an vielen Stellen von dieser Blockpackung überzeugen, wenn auch die Mehrzahl der oberflächlichen Blöcke hier bereits verarbeitet worden ist.

Am nächsten Morgen fuhr man mit Booten über den See, stattete dem schön bewaldeten, stark mit Blöcken bestreuten Schützenwerder einen kurzen Besuch ab und ließ sich im nördlichsten Zipfel des Sees bei Neu-Dingelsberg an Land setzen (ca. 1½ Std.), um von dort die kleine bewaldete Kuppe oberhalb des Gehöftes Streblow zu gewinnen (ca. 20 Min.). Von hier hat man wieder einen ausgezeichneten Überblick über die Morphologie der Glaziallandschaft. Der Beschauer steht mitten in der ca. 7—10 km breiten, kuppigen Grundmoränenlandschaft (vgl. Fig. 5) und sieht auf das unruhige Terrain unmittelbar zu seinen Füßen, dessen Kuppen sich durchschnittlich 135–165 m, im Kleistberg[1]) aber bis 180 m erheben. Gegen Westen, also gegen innen, etwa von Kolonie Neubuch-

[1] Die hohe Hügelzone mit dem Kleistberg, die radial zum Endmoränenbogen steht, gehört vielleicht einem Os an (?): Aufschlüsse bei Heinrichshöhe am Abhange des Kleistberges zeigten geschichtete Kiese mit dünner Geschiebemergeldecke.

holz an, tritt dann bald eine starke Verflachung des Terrains zu der 80—100 m hohen Grundmoränenebene ein, die sich von Jakobshagen her gegen Norden erstreckt. Im Süden erkennt man die scharfe Grenze der bewaldeten Endmoränen gegen den Sandur, der sich in Höhen von 120—140 m einförmig gegen Osten und Nordosten ausbreitet. Von der Rückseite der Kuppe genießt man dann einen prächtigen Blick auf die schmale, in die Grundmoränenlandschaft eingesenkte



PRAESENT phot.

Fig. 5.
Kuppige Grundmoränenlandschaft bei Streblow, westlich des Enzigsees.

Dolgenseerinne. Sehr auffallend ist gegenüber von Streblow eine ca. 300 m breite, relativ ebene Depression in der Form einer Talwanne mit Prallhängen, die hier oberhalb des Raduchelsees sich gegen die Dolgensee—Enzigseerinne von Nordosten her öffnet.

Am Nordufer des Enzigsees entlang erreichte man dann wieder die Grenze der kuppigen Grundmoränen- bzw. Endmoränenlandschaft gegen den Sandur bei der Blockpackung nördlich der Waldhalle (von Streblow aus ca. 3 km), und folgte dieser bis zur Einmündung der Schützenseerinne in den Pietschensee. Letzterer bildet eine direkte Fortsetzung des nordöstlichen Enzig- sowie Wreichensees und liegt unmittelbar hinter der Blockpackung in einer breiten Depression, die

sich dann weiter über Schulzen-, Ferknitz- und Gr. Rotsee bis fast nach Karlstal hin verfolgen läßt. Diese stellenweise über $1^1/_2$ km breite Niederung ist völlig verschieden von den Rinnenseen. Gegen Westen unregelmäßig lappig in die kuppige Grundmoränenlandschaft eingreifend, ist die Ostseite ziemlich geradlinig durch die ca. 20 m ansteigende Fläche des Sandurs bzw. die sich daran lagernde Blockpackung begrenzt (vgl. Fig. 6). Demnach muß hier der Eisrand von der durch die Blockpackung fixierten Stillstandslage sich zunächst schnell zurückgezogen haben bis zu einer Linie westlich der Depression,



DANNENBERG phot.

Fig. 6.

Stausee hinter dem die rechte (östlich gelegene) Bildseite einnehmenden Endmoränenwall. Pietschensee, nördlich von Nörenberg.

und in dieser sammelten und stauten sich dann die vom Eisrand nach Osten zu abströmenden Schmelzwasser, so daß die ganze Seenkette als Stauseen hinter der Endmoräne aufzufassen ist, wie denn auch jetzt noch das Niveau dieser Seen ca. 10 m höher liegt als das der Rinnenseen im Sandur. Daß hier zur Zeit des Gletscherrückzuges ein zusammenhängendes größeres Staubecken existiert habe, scheint auch aus einer anderen Tatsache hervorzugehen. Der bereits erwähnte, von der östlichen Dolgenseerinne in Nordsüdrichtung abzweigende Schützensee zieht sich durch die abschließende Blockpackung bis dicht an den Pietschensee heran, ist aber von dessen Niveau (123 m) durch eine paßartige Schwelle von etwas über 130 m getrennt, an dem die Blockpackung eine Unterbrechung zeigt. Eine Fortsetzung der Schützenseerinne über den Pietschensee hinaus, etwa entprechend der Fortsetzung des östlichen Dolgensees über Enzig- und Raduchelsee in die westliche Dolgenseerinne,

findet sich nicht. Die Schützenseerinne nimmt also ihren Ursprung im Pietschensee in einer Höhe von ca. 10 m über dem heutigen Wasserspiegel. Andererseits ist die Schützenseerinne steil mit scharfen Prallhängen in die Sandurfläche eingeschnitten, was ihr jüngeres Alter gegenüber jener darlegt. Hieraus scheint nur der Schluß möglich, daß das Niveau der Stauseen früher viel höher lag als jetzt, und daß sich an dieser Stelle ein Überlauf bei ca. 130 m bildete, die Schützenseerinne. Hiermit scheint übereinzustimmen, daß sich südöstlich des Schulzensees terrassenartige Stufen bei ca. 130 m am Rande des Staubeckens verfolgen lassen.

Nördlich der Schützenseerinne setzt nun sehr bald am Ostufer des Pietschensees die Blockpackung wieder ein und erhebt sich in einer kleinen Waldparzelle zu einem ausgeprägten, ca. 5 m über den Sandur aufragenden Blockwall. Nordöstlich des Pietschensees und östlich des Schulzensees verschmilzt die Blockpackung dann morphologisch mit dem Sandur, doch bleibt der Steilabfall gegen die Stauseenrinne bestehen. (Entfernung Enzigsee—Alt-Storkow ca. 3 km.)

Unter der liebenswürdigen Führung des Herrn Rittergutsbesitzers SCHRÖDER, der außerdem in gastfreundlichster Weise die Exkursionsteilnehmer zum Frühstück eingeladen hatte, konnte man dann im Park von Alt-Storkow den hier wieder sehr scharf entwickelten Blockwall verfolgen. Dieser zieht sich durch das Gut und beginnt mit einer Gabelung, deren einer Ast die Fortsetzung des bisher vom Enzigsee aus verfolgten Walles gegen NW. bildet, während der andere sich in Rudimenten quer durch die Staurinne zieht und dann hinter der Dampfziegelei an der Straße Alt-Storkow—Wangerin als deutlicher Blockwall in Ostwestrichtung einschwenkt. Die Exkursion folgte dem Hauptast an der Ostseite des Ferknitzsees und hatte hier Gelegenheit weiter zu beobachten, wie verschieden in morphologischer Hinsicht sich der Blockwall gegenüber dem Sandur verhält, welch letzterer an der Straße nach Magaretenhof verschiedentlich in Kiesgruben gut aufgeschlossen ist. Während zuvor die Blockpackung sich über den Sandur empor erhob, liegt hier streckenweise der Blockwall (Halbinsel im Ferknitzsee), durch eine schmale wassererfüllte Depression vom Sandur getrennt, zunächst tiefer als dieser, um dann wieder zu dessen Höhe anzusteigen und mit ihm zu verschmelzen.

An der kleinen Waldparzelle vor Margaretenhof setzt ein kleiner, ca. 3—5 m hoher, flacher und ca. 300 m langer Osrücken, im distalen Teil von Blöcken bedeckt, schräg

zum Rande des Sandurs in die Stauseedepression hinein. Die Blockpackung tritt bei Margaretenhof nur gelegentlich als Kuppe hervor, dann aber hebt sie sich 1½ km nördlich wieder scharf wallartig heraus bis zu einer Kuppe von 170 m oberhalb des Schotterwerkes Karlstal, dicht bei der Mühle von Granz. Mit diesem Kulminationspunkt hört aber sowohl die Blockpackung als die scharfe Grenze zwischen Sandur und Endmoränenlandschaft und ebenfalls die Stauseenkette auf. Vergeblich sucht das Auge nach einer Fortsetzung weiter gegen Norden, statt dessen geht hier, von der Mühle von Granz an, der Sandur allmählich in die kuppige Moränenlandschaft über. Diese Kuppenlandschaft von durchschnittlich 150—160 m Höhe schließt also hier die Stauseendepression gegen Norden zu ab. Aus diesen Verhältnissen läßt sich folgern, daß nördlich von Karlstal und südlich von Nörenberg der Eisrand sich mehr gleichmäßig von der Stillstandslage zurückzog, auf der gesamten Strecke dazwischen aber sprungweise, wodurch die Depression sich erklärt, in deren Tiefe sich die Schmelzwasser ansammelten und schließlich sich gewaltsam gegen außen in tief ausgekolkten Rinnen Bahn brachen.

Eine dieser Überlaufrinnen lernte man vorher in der Schützenseerinne kennen. Als weitere, tieferliegende und daher jüngere Entwässerungsrinne des Stausees ist die Depression bei Alt-Storkow und als tiefste wohl die Depression, in der die Stadt Nörenberg zum Teil liegt, zu deuten. Ebenfalls nur als Überlaufrinne scheinen dem Referenten einige auffallende grabenförmige Rinnen deutbar zu sein, die sich zwischen Margaretenhof und Karlstal aus dem Sandur gegen die Stauseenkette ziehen. Zirka 500 m Nordost Margaretenhof bei der Wegkreuzung (132,4 m der Spezialkarte) setzt im Sandur eine schmale scharfe Erosionsrinne in Südnordrichtung ein (vgl. Fig. 7), zieht bis unmittelbar an die Seendepression und biegt hier bei einem kleinen Gehöft ostwestlich in diese ein. Auch hier ist die stark verflachte Einmündungsstelle hoch über dem Seeniveau bei ca. 140 m gelegen. Man wird sich vorstellen müssen, daß bei einem Wasserstand etwas oberhalb 140 m an dieser Stelle der nur wenige Meter höhere Uferrand durchbrochen wurde und nun ein einmaliger Wasserschwall über den Beckenrand sich plötzlich nach außen ergoß und in strudelnder Bewegung eine tiefe Rinne sich auskolkte, die nach mehreren 100 m Verlauf sich allmählich in den Sandur verlief. Etwas weiter nördlich folgt dann ein vielleicht ähnlich zu erklärender paßartiger Einschnitt in dem

Endmoränenwall, durch den der Weg nach Vorwerk Neuhütte führt und dann unmittelbar hinter dem Schotterwerk ein noch viel schärfer ausgeprägter, ganz steil eingeschnittener Graben, der auch zunächst in Südnordrichtung ca. 700 m weit in den Sandur eingesenkt ist und dann ebenfalls in einem kurzen Ostweststück gegen den nördlichsten Zipfel der Seendepression in einer ungefähren Höhe von 145 m einmündet. Morphologisch und genetisch müssen diese schmalen Rinnen mit der Überlaufrinne des Schützensees zusammengefaßt werden. Eine



BÖHNEL phot.

Fig. 7.

Überlaufrinne bei Margarethenhof, östlich von Alt-Storkow.

andere Entstehung als durch Überlauf aus einem Stausee scheint ausgeschlossen. Wollte man eine Entwässerung in umgekehrter Richtung, etwa von dem Sandur gegen die Seen annehmen, so müßten diese Rinnen bei der Einmündung in die Depression die tiefste Lage haben; gerade das umgekehrte ist der Fall. Wollte man an eine mit dem Sandur gleichzeitige Bildung denken, etwa den Austritt eines besonders starken Wasserlaufes unter dem Eisrande, so müßten die Sandurflächen sich allmählich gegen die Gräben senken oder aber von dem Sandur sich zahlreiche kleine Rinnen gegen die Gräben ziehen da jener doch gleichfalls vom Schmelzwasser überströmt wurde. Jedenfalls dürften diese Gräben nicht scharf in den Sandur eingeschnitten sein, was zusammen mit der Zerstörung der Blockpackung unbedingt auf nachträgliche, nicht auf gleich-

zeitige Bildung hinweist. Ebenso spricht die Richtung der Rinnen für nachträgliche Bildung. Die Endmoräne geht annähernd nordsüdlich, demgemäß senkt sich die Sandurfläche deutlich gegen Osten ab. Bei einer gleichzeitigen Entstehung müßten also wohl auch die Gräben in westöstlicher Richtung verlaufen. Statt dessen wenden sie sich in einem scharfen Knick südlich. Mit der Auffassung als Überlaufrinnen steht aber noch eine andere Tatsache in Einklang: die verschiedenen Höhen der Überlaufstellen, und zwar senken diese sich im allgemeinen von Norden nach Süden von über 145 m bis auf ca. 123—125 m. Da aber der stauende Sandur bzw. die Blockpackung nur in den nördlichen Teilen höher als 145 m liegt, so würde sich daraus weiter ergeben, daß sich der Eisrand nicht gleichmäßig aus seiner Stillstandslage zwischen Karlstal und Nörenberg zurückzog, sondern im nördlichen Teil mit dem Rückzug begann, so daß hier zunächst zwischen der kuppigen Aufschüttung nördlich Karlstal der Blockpackung und dem Eisrand die Wasser sich sammeln konnten und beim Schotterwerk Karlstal und nördlich Magaretenhof sich ihre höchsten und schmalsten Durchbrüche schufen. Dann erfolgte der Rückzug des Eislappens etwas weiter südlich, dementsprechend vergrößerten sich die aufgestauten Wassermassen, und folglich haben wir hier auch die viel breitere und tiefere Überlaufrinne des Schützensees. Nach ihrer Höhenlage würden also die Überläufe sich in folgender Reihe gebildet haben: 1. Schotterwerk Karlstal bei ca. 145 m; 2. nördlich Margaretenhof bei ca. 140 m; 3. Schützensee bei etwas über 130 m, dann als letzte die flache Depression von Alt-Storkow bei ca. 125 m und die noch tiefere bei Nörenberg. Ein genaues Bild über diese Verhältnisse, namentlich über die sehr komplizierten bei Nörenberg und die Beziehungen der Dolgenseerinne zu jenen, wird erst die geologische Spezialkartierung bieten können. Diese wird auch feststellen müssen, ob sich Terrassenbildungen im nördlichsten Gebiet des Stausees entsprechend den höchsten Überläufen entwickelt haben; daß Spuren einer 130 m Terrasse vorhanden sind, dem Schützensee entsprechend, wurde bereits hervorgehoben.

Der Weg von Alt-Storkow bis zum Schotterwerk Karlstal (ca. 4½ km) wurde teils zu Wagen, teils zu Fuß zurückgelegt. Leider ruhen seit zwei Jahren die Arbeiten im Schotterwerk. Bei deren Wiederaufnahme, die binnen kurzem durch die Firma PH. HOLZMANN erfolgen soll, sind hier interessante Aufschlüsse über die Beziehungen des Sandurs zur Blockpackung zu erwarten. Von hier erfolgte über Granz

und Station Wangerin (7 km) und Altdamm der Anschluß an die nächstfolgende Exkursion.

Ein wichtiger Teil dieses Exkursionsgebietes, die unmittelbare Umgebung des Enzigsees, ist durch die Bemühungen von Herrn JAEKEL und das Entgegenkommen der Stadt Nörenberg als Naturdenkmal geschützt worden.

Literatur für die Exkursionen nach Stettin und Nörenberg.

a) Karten.

1. Blatt Stettin der geologischen Spezialkarte, Lieferung 67 mit Erläuterungen.
2. Topographische Karte 1 : 100 000, Blatt Nörenberg, Nr. 189 und Labes, Nr 157.
3. Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt Jakobshagen, Nr. 1245, Blatt Gr. Mellen, Nr. 1246, Blatt Nörenberg, Nr. 1155, Blatt Wangerin, Nr. 1063.

b) Schriften.

1. Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Von F. WAHNSCHAFFE. Berlin 1909.
2. Geologie von Pommern. Von W. DEECKE. Berlin 1907, S. 137 ff. und S. 170 ff.
3. Geologischer Führer durch Pommern. Von W. DEECKE. Berlin 1899. Exkursion VIIa und VIII.
4. Führer für die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft in das norddeutsche Flachland vom 28. September bis 5. Oktober 1898. Von BERENDT, KEILHACK, SCHRÖDER und WAHNSCHAFFE. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1897, mit Exkursionskarte des Nörenberger Gebietes.
5. Die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern. Von K. KEILHACK, Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1893, S. 180—186, mit Übersichtskarte.
6. Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. Von K. KEILHACK. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1896, S. 163—188.
7. Zur Geologie und Hydrographie der Gegend von Arnswalde in der Neumark. Von A. KLAUTZSCH. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1910, S. 340—356, mit Übersichtskarte.

Exkursion in den pommerschen Jura am 6. August 1912.

Von Herrn O. JAEKEL.

Die Exkursion in den pommerschen Jura ging von Gültzow aus, von wo der große Steinbruch von Klemmen in einer halben Stunde zu Fuß zu erreichen ist. In Klemmen ist der ältere Steinbruch jetzt durch den Abraum des neuen fast ganz zugeschüttet; der südlich von diesem eröffnete neue Bruch ist ca. 12 m tief und gibt an seiner südlichen Steilwand ein klares Profil der Schichtenfolge, die zumeist aus oolithischen Kalken besteht und nach MARTIN SCHMIDT dem oberen Oxford zuzurechnen ist.

Bemerkenswert ist ein Quellhorizont über den dunklen Kalken, die die Basis der Schichtenfolge bilden. Der Reichtum an Fossilien, besonders Mollusken, ist vor allem in den unteren Schichten sehr beträchtlich, ihre Schalen sind aber fast ausnahmslos aufgelöst und als Abdrücke erhalten. Auch einige große Ammoniten wurden wieder bei diesem Besuche gefunden und der pommerschen Landessammlung einverleibt. Ein sehr großer *Nautilus* ging in die Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin über. Durch die zuvorkommende Gastlichkeit der Direktion der Pommerschen Kalksteinwerke, der jetzt auch das Klemmener Werk gehört, fuhren wir von dort nach Zarnglaff und besichtigten daselbst nach einem vortrefflichen Frühstück in den Räumen des Werkes die großartigen Aufschlüsse, die jetzt daselbst geschaffen sind, und danach die von Schwanteshagen, die zurzeit nicht ausgebeutet werden und meist unter Wasser stehen. An beiden Orten setzt sich die oolithische Facies von Klemmen fort, und es ist wohl auch heute noch sehr wahrscheinlich, daß die 3 Lager einem ungestörten Schichtenverbande des weißen Juras angehören. Die Zarnglaffer Kalksteine scheinen dem mittleren Kimmeridge, die Schichten von Schwanteshagen dem Portlande anzugehören. Zwischen den 3 Aufschlüssen bleiben Lücken in der Schichtenfolge, die hoffentlich bald durch Bohrungen, die das Kalkwerk anstellen lassen will, ausgefüllt werden. In Zarnglaff ist zurzeit folgende Schichtenfolge freigelegt:

- ½ m Grünsandbank mit *Lima* cf. *proboscidea* und *Ostrea solitaria*,
- 3 - weißer toniger Mergel, mit *Natica rupellensis* und sehr vielen Terebrateln und Zeillerien, auch Rhynchonellen,
- 1 - heller, weiß verwitternder fester Kalk, in linsenförmigen Brocken verwitternd, durchspickt mit Exemplaren von *Perna subplana*,
- 3 - harter, hellgrauer oolithischer Kalk mit *Terebratula subsella*, *Rhynchonella pinguis*, *Trichites Saussurei*, *Ceromya*, *Isocardia*, *Pholadomya*, *Mytilus jurensis*,
- ca. 13 - dunkelgrauer oolithischer Kalk, z. T. sehr sandig mit gelegentlichen Fossilien (*Terebratula*, *Rhynchonella*). Durch Verwitterung leicht zerfallend. Vereinzelt härtere Kalkbänke.

In Schwanteshagen:

- ca. 6 m feste, frisch blaugraue, rötlich verwitterte Kalke, z. T. sandig und plattig abgesondert; unterbrochen durch sandige, infolge Verwitterung ganz zerfallene Zwischenschichten; Fossilien: *Trigonia Hauchecornei*, *Gervilleia tetragona*, *Ostrea expansa*.

Dem Direktor der Pommerschen Kalksteinwerke, Herrn MEISSNER, ist die Gesellschaft für die vortreffliche Unterstützung dieser Exkursion zu besonderem Danke verpflichtet.

Geologischer Ausflug bei Misdroy am 7. August 1912.

Von Herr KEILHACK.

Vom Bahnhof Liebeseele begaben sich die Teilnehmer mit Wagen entlang dem westlichen Steilabfalle des Misdroyer Inselkerns gegen das Verlandungsgebiet der Swinepforte südwärts, um die in der Nähe von Lebbin durch mehrere große Tagebaue aufgeschlossene Kreideformation kennen zu lernen. In dem beim Dorfe Kalkofen gelegenen Bruche der Stettiner Portlandzementfabrik Stern ist die turone Kreide mit ihren Einlagerungen plattigen Feuersteins und kugeligen Markasits aufgeschlossen als eine flache Kuppel ohne wesentliche Lagerungsstörungen. In dem anschließenden Lebbiner oder Quistorpschen Bruche treten zunächst einige Störungen auf und dann sieht man plötzlich aus dem Liegenden blaugrauen typischen Geschiebemergel unter der Kreide emportauchen. Er ist nahezu frei von Kreide- und Feuersteineinschlüssen, im Gegensatz zu dem die Kreide überlagernden, an beiden sehr reichem jüngeren Geschiebemergel. Gerade am Tage vor unserem Besuche war die diluviale Unterlage der Kreide durch das Ziehen eines Wasserabflußgrabens auf größerer Strecke vorzüglich aufgeschlossen. Die Kreide bildet hier also eine gewaltige, in sich wenig gestörte Scholle im Diluvium, die, nach dem geologischen Baue des Untergrundes der Oderinseln zu schließen, von Norden herbeigeschleppt sein muß.

Über die kuppige Endmoränenlandschaft, die den größten Teil des Color Wolliner Inselkernes an seiner Nord- und Westseite aufbaut, führt der Weg zum Steilabfalle der Hochfläche gegen das Haff, von dem DEECKE angeblich anstehenden braunen Jura beschrieben hatte. Durch natürliche Aufschlüsse und Aufgrabungen konnte der Führer nachweisen, daß alle 3 hier auftretenden Jurapartien nur wenig (6—10 m) mächtige Schollen zwischen älterem und jüngerem Diluvium bilden, in ihrem Auftreten also vollkommen der Lebbiner Kreide entsprechen. Den Schluß der Vormittagsexkursion bildete ein Besuch des auflässigen dritten Kreidebruches bei dem Dorfe Stengow, in welchem auf viele hundert Meter Länge in ununterbrochenem Zusammenhange der Schollencharakter der Kreide, ihre Einbettung im Diluvium, ihre Unter- und Überlagerung durch zwei in ihrer petrographischen Entwicklung verschiedene Grundmoränen nachgewiesen werden konnte.

Nach dem in Misdroy eingenommenen Mittagessen führte uns die Bahn nach der inmitten des alluvialen Verlandungsgebietes der Swinepforte gelegenen Dorfe Pritter. Auf einer

Wanderung quer über die Nehrung zeigte der Führer die drei verschiedenaltrigen Dünensysteme, durch die die ehemalige 15 km breite Wasserstraße zwischen den Inselkernen von Swinemünde und Misdroy bis auf die Swinemündung vorlandete. Die 3 Dünensysteme unterscheiden sich nach Gestalt, Verlauf und Verwitterung der einzelnen Kämme. Die ältesten Dünen, Reste einer 12 km langen, der Halbinsel Hela in der Form ähnlichen, bei Misdroy an den nordwestlichen Vorsprung des Inselkernes ansetzenden Nehrung bilden mit der Küste einen Winkel von 50—60°, bestehen aus breiten, flachen Einzelrücken und sind zu tiefbraunem Ortstein oberflächlich verwittert. Ihre Entstehung fällt in die vorchristliche Zeit und nach der Litorinasenkung. Das zweite Dünensystem streicht spitzwinklig zur Küste, besteht aus steilen, schmalen, eng gescharten Kämmen und ist zu gelblichem, nicht verfestigtem Ortstein verwittert; das dritte und jüngste System endlich läuft parallel der heutigen Küste, beginnt mit einer sehr hohen und breiten Düne, an die sich mehrere flachere Wälle küstenwärts anschließen und ist unverwittert. Die Entstehung der beiden jüngeren Dünensysteme fällt in die nachchristliche Zeit, die der jüngsten in die letzten 3—400 Jahre.

B. Bericht über die Exkursionen an den Versammlungstagen.

Führung: Herr H. FRIEDERICHSEN und O. JAEKEL.

An den Versammlungstagen fanden geologische Ausflüge nach Wieck und Eldena bei Greifswald und nach Thiessow und Groß-Zicker auf Rügen statt, auf denen besonders das Diluvium und die rezenten Bildungen der Ostseeküste besichtigt wurden.

C. Bericht über die Exkursionen nach den Versammlungen.

Von Herrn O. JAEKEL.

Exkursion nach Hiddensöe.

Führer: Herr JAEKEL.

Die erste Exkursion nach der Versammlung führte die Teilnehmer über Stralsund mit dem Dampfer nach der Insel Hiddensöe, der langgezogenen westlichen Insel des Rügenschen Inselkomplexes, und zwar zunächst nach dem Dorfe Neuendorf-Plogshagen, das mitten auf dem flachen, 16 km langen west-

lichen Inselschwanz von Hiddensöe liegt. Hier wurde zunächst der Unterschied zwischen dem flachen, viel gelappten Innenstrande und dem scharf geschnittenen, durch eine Stranddüne gefestigten Außenstrande erläutert und dann die Befestigung dieses Außenufers durch gewaltige Steindämme, die diesen bei Sturmfluten mehrmals gefährdeten schmalsten Punkt des Inselschwanzes vor Durchbrüchen des Meeres schützen sollen. Dann wurden die komplizierten Dünensysteme bei Vitte in Augenschein genommen und nach einem stärkenden Bad und einem Frühstück in Kloster das steile Nordufer des diluvialen Inselkernes von Hiddensöe, des sogenannten Dornbusches, besichtigt.

Herr JAEKEL erläuterte hier die zerstörenden Einwirkungen des Meeres auf die Steilküste und zeigte, wie deren Absturz in relativ einfachen Formen vor sich geht. Unter Bildung einer Hohlkehle und einer „überschwerten" Böschung, wie sie kurz genannt werden könnte, brachen die vorragenden Stücke der oberen Steilkante schrittweise nach, nur gelegentlich befördert durch Quellen, die auf toniger Schichtfläche größere Partien ins Rutschen bringen.

Wesentlich anders zeigen sich die Brüche am Nordwestufer des Dornbusches. Dort lassen sich große Brüche Hunderte von Metern weit ins Land hinein verfolgen und haben an einzelnen Stellen in kürzester Zeit Niveauunterschiede bis zu 4 m verursacht. Die längsten und stärksten Brüche folgen ungefähr dem Ufer, durchschneiden aber Höhen und Täler und sind teilweise bis 150 m von dem Ufer entfernt. Nicht immer ist dabei der dem Ufer genäherte Flügel der absinkende, bisweilen ist das umgekehrte der Fall. Andere Brüche laufen fast senkrecht auf das Ufer zu, und sind ebensowenig wie die Längsbrüche etwa auf interne Massenbewegungen auf Schichtflächen, „Translokationen", wie ich alle solche oberflächlichen Massenbewegungen des Bodens nenne, zurückzuführen. Dazu ist der Boden viel zu kompliziert gebaut, wie CH. ELBERT auf Grund zahlreicher Bohrungen nachweisen konnte, die zur Feststellung der Standhaftigkeit des durch die Brüche gefährdeten Leuchtturmes gemacht worden sind.

Herr JAEKEL verteilte an die Teilnehmer eine Schrift über diese Störungen, die im vorigen Jahrgang, Monatsberichte, Seite 278—293, zum Abdruck gelangt ist und als Führer für diese Exkursion dienen konnte. Er betonte noch besonders, daß die tektonische Natur der zuletzt erläuterten Brüche durch ihren Parallelismus zum Ufer natürgemäß nicht widerlegt wurde, da das Ufer vermutlich selbst auf einer horstartigen Heraus-

hebung dieses Inselkernes beruhe. Herr JAEKEL nimmt aber an, daß kleine tektonische Bewegungen parallel zum Ufer genügten, größere Abbrüche an diesem auszulösen, also etwa eine tektonische Nieveauveränderung um etliche Millimeter genügte, den am Ufer liegenden Abschnitt in plötzliche größere Absenkungsbewegungen zu bringen, also Translokationen auszulösen, die das Ausmaß der tektonischen Ursache weit übertreffen und diese selbst dadurch verschleiern.

Exkursion nach Saßnitz-Stubbenkammer.

Führer die Herren JAEKEL und KEILHACK.

Die Exkursion ging am 12. August von Saßnitz aus zunächst mit einem Motorboot an der Steilküste des Kreideufers entlang, um den Aufbau derselben im ganzen übersehen zu können. Die Führer erläuterten zunächst die Zusammensetzung des Ufers aus der obersten senonen (Mucronaten-) Kreide, den beiden älteren ihr unmittelbar aufgelagerten Geschiebemergeln und den ihnen zwischengeschalteten, vielleicht interglazialen Sanden, sowie dem alle diese Schichten diskordant überlagernden jüngsten Geschiebemergel; sie besprachen dann die vielfachen Wandlungen und Gegensätze der tektonischen Beurteilung der vorliegenden Lagerungsverhältnisse von Kreide- und Diluvialschichten. Sie stimmen darin überein, daß es sich hier nur um einen tektonischen Vorgang handeln kann, der zwischen der letzten und vorletzten Vereisung eingetreten ist, der die bis dahin horizontal gelagerten Sedimente in Schollen zerlegt und teilweise überschoben hat und durch die diskordante Auflagerung des jüngsten Diluviums zeitlich fixiert ist. Eine Meinungsverschiedenheit herrscht bei den Führern nur noch darüber, ob es sich bei den Abbrüchen um Staffelbrüche handelt, wie Herr JAEKEL annahm, oder ob die diesbezüglichen Erscheinungen, wie Herr KEILHACK auf Grund einer Kartierung 1 : 10 000 annimmt, mit Blattverschiebungen eines Bruches erklärt werden können. Die spätere Rückwanderung am Ufer nach dem Besuch von Stubbenkammer und dem Herthasee gab den Teilnehmern Gelegenheit, das Problem und seine einzelnen Erscheinungen eingehend zu diskutieren und führte zu einer anscheinend einstimmigen Bestätigung der tektonischen Auffassung der Verschiebungen.

Als Führer lagen den Teilnehmern vor:

O. JAEKEL: Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Zeitschrift Bd. 62, Jahrgang 1910, Monatsber. Nr. 11.

O. JAEKEL: Über den Kreidehorst von Jasmund auf Rügen. (Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Neu-Vorpommen und Rügen. Jahrgang 42, Greifswald 1910.
K. KEILHACK: Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Mit 10 Tafeln, einer Karte 1:10000 und 13 Texfig. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1912.

Exkursion nach Süd-Schweden.

Von Herrn O. JAEKEL.

Führung: Herr MOBERG und HARDING in Lund.

Von Saßnitz fuhren die Teilnehmer, etwa 30 an Zahl, mit dem Fährschiff nach Trelleborg und von da abends nach Lund, wo Herr MOBERG und sein Assistent Herr HARDING uns am Bahnhof erwarteten, und für die Unterbringung in den Hotels sorgten.

Am folgenden Morgen, Dienstag, den 13. August, ging die Fahrt vom Rögevall-Bahnhof nach Södra Sandby, wo ein kleines Frühstück eingenommen wurde, dann zu Fuß in das Palaeozoicum bei Sandby. Zuerst wurden die untercambrischen Sandsteine mit *Olenellus* besucht, die in einem Straßengraben als Aufschluß Reste jenes Leitfossils lieferten. Dann wurden die jüngeren cambrischen Schichten mit *Acerocare ecorne* und die *Dictyograptus*-Schiefer, untersilurische Schiefer mit *Orthis argentea*, *Chasmops*-Schiefer, im Fogelsangbach die Schichten mit *Clonograptus tenellus*, die Orthocerus-Kalke, ein Diabasgang, dann wieder Grenzschichten vom Cambrium und Silur, *Ceratopyge*-Kalk und Schiefer, ferner ein Silurschiefer mit *Didymograptus geminus*, *Dicellograptus*-Schiefer und Schichten mit *Orthis argentea* und *Retiolites*-Schiefer beobachtet. Herr MOBERG beschloß die Führung durch dieses überaus instruktive Profil mit Erläuterungen verschiedener Bruchsysteme, die die dortige Gegend durchschneiden. Nach der Rückkehr nach Lund vereinigte dort ein froher Kommers die Teilnehmer.

Am 14. August führte Herr MOBERG wieder unter Assistenz von Herrn HARDING in die mesozoischen Schichtenfolge Schonens. Die Fahrt ging mit der Bahn nach Stossenstorp; von dort wurden zunächst die Kreideaufschlüsse von Lyckus und Kurre mölla besucht, die dem unteren Senon angehören und durch *Actinocamax verus* und *westfalicus* charakterisiert sind. Danach folgten Aufschlüsse im jüngsten Silur bei Ramsäsa, Juraschichten bei Kurre mölla, die dem Lias angehören und zahlreiche Bivalven und einige Ammoniten-

reste lieferten. Von dort ging die Fahrt dann über Eriksdal nach Malmö, wo sich die Teilnehmer von ihrem unermüdlichen Führer Herrn MOBERG mit herzlichem Danke verabschiedeten und unter einigen Reiseschwierigkeiten abends in Kopenhagen ankamen, wo sie von Herrn V. MADSEN und anderen dänischen Kollegen auf das freundlichste begrüßt wurden.

Exkursionen in Dänemark.

Von Herrn O. JAEKEL.

Führer die Herren RAVN, NORDMANN und HINTZE in Kopenhagen.

Am 15. August wurden in Kopenhagen vormittags die Sehenswürdigkeiten der Stadt besucht und die geologisch-paläontologischen Sammlungen des Mineralogischen Museums unter Führung der Herren O. B. BÖGGILD und J. P. RAVN besichtigt. Vormittags führte auch Herr Landesgeologe NORDMANN eine Anzahl Teilnehmer in das gehobene marine Alluvium von Frederikssund, wo die reiche Molluskenfauna gesammelt und die großartigen Ablagerungen der Kjökkenmöddinger bewundert wurden. Nachmittags fuhren alle mit der Bahn nach Holte und besichtigten nördlich der Station die glazialen Oberflächenbildungen, und vor allem die ausgezeichneten Aufschlüsse alluvialer Moorbildungen, für deren Herstellung die Deutsche Geologische Gesellschaft der Dänischen Geologischen Landesanstalt und speziell Herrn HARTZ zu größtem Danke verpflichtet ist.

Auf den im Programm vorgesehenen weiteren Ausflug nach Kronberg mußte aus Zeitmangel verzichtet werden und die Teilnehmer kehrten direkt gegen 9 nach Kopenhagen zurück, wo ein großes Gartenfest im Tivoli die deutschen und dänischen Geologen zu angenehmstem Aufenthalte vereinigte.

Am 16. August fanden diese Exkursionen, wenigstens für die überwiegende Mehrzahl, ihren Abschluß mit einem Tagesausflug nach dem Süden der Insel Seeland in die Kreideschichten von Faxe und Stevnsklint. Die großartigen Aufschlüsse des Danien von Faxe mit seinem unerschöpflichen Fossilreichtum wurden vormittags durchlaufen: und von Herrn J. P. RAVN vortrefflich erläutert. Nach einem Mittagessen in Faxe, das uns Gelegenheit bot, den dänischen Kollegen unseren aufrichtigsten Dank für ihre ausgezeichnete wissenschaftliche Gastfreundschaft auszusprechen, führte uns die Bahn nach Stevnsklint, dem südöstlichen Steilufer von Seeland, der einzigen Stelle, wo die Auflagerung des Daniens auf die Mucronatenkreide des Senons zu beobachten ist. Die Wanderung am

Steilufer bis zu einer durch Unterspülung desselben dem Untergang geweihten Kirche ließ die Schichtenfolge des unteren Daniens klar erkennen. Es wurde bei dieser Gelegenheit darauf hingewiesen, daß eine neue Tiefbohrung bei Kopenhagen das Danien und Senon in 861 m Tiefe noch nicht durchsunken hat, und daß sich daraus auch wichtige Rückschlüsse auf die Mächtigkeit der norddeutschen obersten Kreideschichten ergeben. Während die Mehrzahl der Teilnehmer nun über Kopenhagen die Rückreise antrat, reisten einige Geologen noch am folgenden Tage nach Möen, um unter sachkundiger Führung des Herrn HINTZE das östliche Kreidesteilufer von Möen zu besuchen, das mit dem von Stubbenkammer in allen wesentlichen Punkten übereinstimmt, dessen tektonische Störungen aber nach HINTZE im Gegensatz zu den Auffassungen JAEKELs in postdiluviale Zeit fallen sollen. Nicht nur für die äußerst instruktive Führung, sondern auch für zahlreiche Publikationen, die den Teilnehmern zugestellt wurden, sind wir deutschen Geologen den dänischen Kollegen zu herzlichstem Danke verpflichtet.

Neueingänge der Bibliothek.

ABENDANON, E. C.: Considérations sur la composition chimique et minéralogique des roches éruptives, leur classification et leur nomenclature. La Haye 1913.

ANDRÉE, K.: Sedimentpetrographie im Dienste der Paläogeographie. S.-A. aus: Die Naturwissenschaften. Wochenschrift f. d. Fortschr. der Naturw., der Mediz. u. d. Technik, H. 8, 1913. Berlin 1913.

— Weiteres über das carbonische Arthrostraken-Genus *Arthropleura* JORDAN. S.-A. aus: Paläontographica. Bd. **60**. Stuttgart 1913.

— Notizen zur Geologie und Mineralogie Niedersachsens. Nr. 3, 4 u. 5. S.-A. aus: 5. Jahresber. d. Nieders. Geol. Ver. zu Hannover (Geol. Abt. d. Naturh. Ges. zu Hannover) 1912. Hannover 1912.

— Notizen zur Geologie und Mineralogie Niedersachsens. S.-A. aus: 3. Jahresber. d. Nieders. Geol. Ver. zu Hannover (Geol. Abt. d. Naturh. Ges. zu Hannover) 1910. Hannover 1910.

— Über *Anthracophrynus tuberculatus* nov. gen. nov. spec. aus dem produktiven Karbon von Dudweiler im Saar-Revier, nebst einer Liste der bisher im Karbon Deutschlands gefundenen Arachnoideen-Reste. Mit 2 Abbildungen. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., N. F. III, 1. Karlsruhe 1913

— Über Sand und Sandsteinkegel und ihre Bedeutung als Litoralgebilde. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. III, 8. Leipzig 1912.

— Über Kegeltextur in Sanden und Sandsteinen mit besonderer Berücksichtigung der Sandsteinkegel des oberen Unterdevons der Umgegend von Marburg. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. z. Beförd. der gesamten Naturw. zu Marburg, Nr. 4, Juni 1912.

BÄRTLING, R.: Witherit. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien. Herausgegeben von B. DAMMER u. O. TIETZE, Berlin. Stuttgart 1913.

— Strontianit. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien. Herausgegeben von B. DAMMER u. O. TIETZE, Berlin. Stuttgart 1913.

— Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. (Mit 7 Textfiguren.) S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 4, 1913. Stuttgart 1913.

BERENDT, G., u. F. WAHNSCHAFFE: Zur Beurteilung der vermeintlichen „Richtigstellung" seitens des Herrn STAPFF vom 10. September 1888. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1889, I. Stuttgart.

BERG, G.: Granitstöcke und Gneismassive. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, 4. Leipzig 1913.

BEYER: Über Quellen in der Sächsisch-böhmischen Schweiz. Ein Beitrag zur Quellenkunde. Mit 8 Textfiguren u. 1 Karte. Dresden 1913.

BEYSCHLAG, F., P. KRUSCH und J. H. L. VOGT: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung. Mit 109 Abbildungen. Bd. II, 2. Hälfte. Stuttgart 1913.

BINGHAM, H.: The investigation of the Prehistoric Human Remains found near Cuzco, Peru, in 1911. — EATON, G. F.: Vertebrate Remains in the Cuzco Gravels. — GREGORY, H. E.: The Gravels at Cuzco, Peru. S.-A. aus: Results of the Peruvian Expedition of 1912, under the auspices of Yale University, and the National Geographic Magazine. The Amer. Journ. of Sc. **36**, July 1913.

BOEHM, G.: Unteres Callovien und Coronatenschichten zwischen Mac Cluer-Golf und Geelvink-Bai, Nova Guinea. Résultats de l'expédition scientifique néerl. à la Nouvelle-Guinée en 1903 sous les auspices de ARTH. WICHMANN, Vol. VI, Geologie, Absch. 1. Leiden 1912.

BORN, A.: Über neuere Gliederungsversuche im estländischen höheren Untersilur. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1913, Nr. 22. Stuttgart 1913.

BORRMANN: Festrede zur Feier des 25 jährigen Regierungsjubiläums Sr. Maj. des Kaisers und Königs WILHELM II. am 16. Juni 1913. Berlin 1913.

CREDNER, H., E. GEINITZ und F. WAHNSCHAFFE: Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1889, II. Stuttgart.

DAMMER, B., und O. TIETZE: Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze, Kalisalze, Kohlen und des Petroleums. Mit Beiträgen von R. BÄRTLING, G. EINECKE, F. KAUNHOWEN, P. KRUSCH, O. PUFAHL und R. SCHEIBE. Zwei Bände. Bd. I (mit 57 Abbildungen). Stuttgart 1913.

EBELING, F.: Das produktive Carbon Niederschlesiens. S.-A. aus: Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag zu Breslau 1913. Berlin 1913.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Eisenerze in der Umgebung von Elbingerode. Vortrag, gehalten zu Hannover in der Sitzung des Nieders. Geol. Vereins am 14. Dez. 1912. S.-A. aus: 6. Jahresber. d. Nieders. Geol. Vereins zu Hannover (Geol. Abt. d. Naturh. Ges. zu Hannover). Hannover 1913.

— Über Koenenit von Sarstedt. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 15. Stuttgart 1913.

— Die Entstehung der Schwarzwälder Gneise. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, 5 u. 6. Leipzig 1913.

FRENTZEL, A.: Die Erdöl-, Bitumen- und Schwefellager von Tetjuschi. S.-A. aus: Zeitschrift f. d. gesamten Interessen der Petroleum-Industrie u. des Petroleumhandels. Herausgeber Dr. PAUL SCHWARZ, Berlin. Berlin 1913.

GAGEL, C.: Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Mit einer Gliederungstabelle. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, 5 u. 6. Leipzig 1913.

GILBERT, C. G., und J. E. POGUE: The Mount Lyell copper district of Tasmania. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus. Vol. 45. Washington 1913.

Grube ILSE: Festschrift zur Feier des 25 jährigen Bestehens der ILSE-Bergbau-Aktiengesellschaft 1888—1913.

GRUPE, O.: Über die Lagerungsverhältnisse und Ausbildung der Liasschichten bei Polle a. d. Weser. Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Holzminden und Ottenstein im Jahre 1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910, Bd. 31, Teil II, Heft 3. Berlin 1912.

— Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1912, Bd. 33, Teil I, Heft 3. Berlin 1912.

— Studien über Schollleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. Ein Beitrag zur Frage der Abhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten. Mit 8 Textfiguren. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1913, Teil I, Heft 3. Berlin 1913.

Grupe, O.: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. (Vortrag, gehalten in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 6. Dezember 1911.) S.-A. aus: Diese Zeitschrift **64**, Jahrg. 1912, Abh. 1/2. Stuttgart 1912.

Gurley, M. D.: What is mental, what physical: The conceps fundamental in the sciences (Qualities, properties, space). New York 1913.

— Origin of Lens, Decussation, and Right-Handedness. Washington 1913.

Harbort, E.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, I, 2. Berlin 1913.

Heidelberg: Profile und Kartenskizzen zu den Exkursionen bei der allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Freiburg i. B. Heidelberg 1913.

Hennig, E.: Zur *Inoceramus*-Frage. S.-A. aus: Diese Zeitschrift **64**, Jahrg. 1912, Monatsber. 11. Stuttgart 1912.

— Aptychen von den Cap Verdeschen Inseln. S.-A. aus: Diese Zeitschrift **65**, Jahrg. 1913, Abh. II.

— Die Fischfauna der Kreidezeit. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Nr. 9. Berlin 1912.

— Über die mögliche Ausdehnung der Dinosaurier-Vorkommnisse im östlichen Afrika. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Nr. 9. Berlin 1912.

— Über neuere Funde fossiler Fische aus Äquatorial- und Südafrika und ihre paläogeographische Bedeutung. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Jahrg. 1913, Nr. 7.

— Über Urgon in Deutsch-Ostafrika. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 3. Stuttgart 1913.

— Über pathologische und verwandte Erscheinungen bei fossilen Tieren. Vortrag, gehalten in der Vereinigung zur Pflege der vergleichenden Pathologie, Berlin, 27. Mai 1913. S.-A. aus: Berliner klin. Wochenschr. 1913, Nr. 36.

— Wissenschaftliche Ergebnisse der Tendaguru-Expedition 1909–1912. Beiträge zur Geologie und Stratigraphie Deutsch-Ostafrikas. S.-A. aus: Archiv f. Biontologie (Ges. naturforsch. Freunde, Berlin) III, 3. Berlin 1913.

Hermann, R.: Die Rhinozerosarten des westpreußischen Diluviums. Morpholog.-anat. u. biolog. Untersuchungen. Mit 1 Karte, 4 Tabellen, 2 Tafeln u. 21 Abbildungen im Text. S.-A. aus: Schriften d. Naturf. Ges. in Danzig, N. F. XIII, 3 u. 4. Danzig 1913.

Jentzsch, A.: Das Präzisions-Nivellement Lauenburg—Neustadt—Rheda. Eine Studie zur Frage nach senkrechten Bodenbewegungen. Mit 2 Karten, Tafel 24 u. 25. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, Bd. **33**, II, 2. Berlin 1913.

Katzer, Fr.: Poechit — ein Manganeisenerz von Vares in Bosnien. S.-A. aus: Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Nr. 17, 1911. Wien 1911.

— Zur Kenntnis der Arsenerzlagerstätten Bosniens. S.-A. aus: Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Nr. 20/21, 1912. Wien 1912.

— Die Braunkohlenablagerung von Baryaluka in Bosnien. S.-A. aus: Berg- u. Hüttenmänn. Jahrbuch, Bd. **61**, 3, Wien 1913.

— Die Steinkohlenvorkommen Südbrasiliens. S.-A. aus: Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Nr. 15, 1911. Wien 1911.

KATZER, FR.: Die geologischen Ergebnisse von J. COLJIE: Forschungen in Mazedonien, Altserbien und einigen benachbarten Gebieten der Balkanhalbinsel. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1911, Nr. 17. Wien 1911.
— Über das Meerschaumvorkommen und die Meerschaumindustrie Bosniens. S.-A. aus: Steinbruch und Sandgrube, Halle a. d. S.

KEILHACK, K.: Grundwasserstudien: III. Die Beziehungen des Grundwassers zur Land- und Forstwirtschaft. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XVIII, 1910. Berlin 1910. — IV. Über die Ursache der Spiegelabsenkungen der westlichen Grunewaldseen bei Berlin und Vorschläge zur Abhilfe. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XX, 1912. Berlin 1912. — V. Der Einfluß des trockenen Sommers 1911 auf die Grundwasserbewegung in den Jahren 1911 und 1912. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, 1913. Berlin 1913. — VI. Über die Wirkungen bedeutender Grundwasserabsenkungen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, 1913. Berlin 1913.
— Geologische Geschichte der Niederlausitz. Unter Anlehnung an den am 9. u. 10. März 1905 im Volksbildungsverein in Kottbus gehaltenen Vortrag. 2. Auflage. Kottbus 1913.
— Die geologischen Verhältnisse des Niederlausitzer Braunkohlengebietes mit besonderer Berücksichtigung der Felder der ILSE-B.-A. in Grube ILSE. Grube ILSE 1913.
— und G. BERG: Die Braunkohlen Schlesiens. S.-A. aus: Handbuch f. d. deutschen Braunkohlenbergbau v. G. KLEIN. Halle 1912.

KLEIN, W. C.: Compte Rendu de la session extraordinaire de la Société Géol. de Belgique et de la Soc. belge de Géol. de Paléont. et d'Hydrol. dans le Limbourg Hollandais tenue à Maestricht et à Heerlen du 14 au 17 septembre 1912. S.-A. aus: Annales de las soc. géol. de Belgique. Liège 1913.
— De Structuur van Limburg. Avegelicht met een op sommige punten eenigszins vereenvoudigde doorsnede van Luik over Maastricht Sittard en Roermond naar Mook. S.-A. aus: Natuurh. Gen. in Limburg. Jaarboek 1912. Heerlen 1913.
— Note sur la faille de Sehin-op-Geul, près Fauquemont. S.-A. aus: Annales de la Soc. géol. de Belgique, T. **40**, Bull. Liège 1913.
— Tektonische und stratigraphische Beobachtungen am Südwestrande des limburgischen Kohlenreviers. Herausgegeben v. d. staatl. Bohrverwaltung in den Niederlanden 1913. Freiberg i. S.

KRANZ, W.: Militärgeologie. S.-A. aus: Kriegstechnische Zeitschrift 1913, Heft 10. Berlin 1913.

KUKUK: Beitrag zur Kenntnis des untern Zechsteins im Niederrheingebiet. S.-A. aus: Glückauf, Berg- u. Hüttenmänn. Zeitschrift 1913, Nr. 26. Essen 1913.

LANG, R.: Vorbergbildung und Tektonik am Nordrand der Schwäbischen Alb. Mit 3 Textfiguren. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 1913, Monatsber. 4.
— Klassifikation und Periodizität der tektonischen und kryptovulkanischen Beben, dargestellt an dem Erdbeben vom 16. November 1911 und den jüngeren Erderschütterungen in Südwestdeutschland. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. **35**. Stuttgart 1913.

LEIDHOLD, C.: Die Quarzite von Berlé in Luxemburg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. **36**. Stuttgart 1913.

MEYER, E.: Die Diskordanz diluvialer Ablagerungen im Samland und im Fläming. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 18.

— Geologie. S.-A. aus: SCHRÖDER u. ROTHE, Handbuch für Naturfreunde, Frankfurter Verlag. Stuttgart 1911.

— Die Braunkohlenvorkommen im östlichen Teile des Regierungsbezirks Merseburg (Südabhang des Flämings und Gegend von Bitterfeld). S.-A. aus: Handbuch f. d. deutschen Braunkohlenbergbau. 2. Aufl. Halle 1912.

— Übersicht über Tertiär und Diluvium im Samlande. Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Rauschen, Gr.-Dirschkeim, Germau, Fischhausen, Zimmerbude und Rudau in den Jahren 1907—1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910, Bd. **31**, Teil II, 3. Berlin 1913.

MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. S.-A. aus: Denkschriften d. Math.-Naturw. Kl. d. K. Akad. d. Wissensch., Bd. 88. Wien 1912. Referat hierzu aus der Sitzung d. Math.-nat. Kl. v. 21. März 1912. S.-A. aus: Akadem. Anz. IX.

— Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen? S.-A. aus: Mitt. d. Geol. Ges. Wien II, 1911.

— Zur Semmeringfahrt der Naturforscher am 27. September 1913. S.-A. aus: Neue Freie Presse v. 26. IX. 1913.

— Bemerkungen zu ST. RICHARZ: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. **61**, 2. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1911, 12.

— Über einen genetisch interessanten Bleizinkerzbergbau bei Dellach im Oberdrautale. S.-A. aus: Montan. Rundschau, Nr. 1, 1913. Wien 1913.

NEWTON, E. F.: On the Remains of *Ursus Etruscus* (= *U. Arvernensis*) from the Pliocene Deposits of Tegelen sur Meuse. S.-A. aus: Verh. v. A. Geol. Mijnb. Gen. v. Nederl. en Kol. Geol. Ser. I, Juni 1913. s'Gravenhage 1913.

PAPAVASILIOU, S. A.: Die Smirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Iraklià und Sikinos. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, I. Stuttgart 1913.

QUIRING, H.: Eifeldolomit und alttriadische Verebnung. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 9. Stuttgart 1913.

— Die Entstehung der Schollengebirge. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 1913, III. Stuttgart 1913.

— Die Entstehung der Sprünge im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. S.-A. aus: Glückauf, Nr. 13, 1913.

QUITZOW, W.: Geologen-Kalender. Begründet von K. KEILHACK. Herausgegeben unter Mitwirkung der Deutsch. Geol. Ges., Jahrg. X, 1913/14. Leipzig 1913.

RABOT, CH., u. SCHOKALSKY, M. J.: Supplément au XVIIme Rapport sur les variations périodiques des Glaciers. S.-A. aus: Zeitschrift für Gletscherkunde VII, 1913. Berlin 1913.

RAUFF, H.: *Barroisia-* und die Pharetronen-Frage. Mit Tafel 1 u. 2 u. 12 Textfiguren. Zum Gedächtnis an KARL A. VON ZITTEL. S.-A. aus: Paläontol. Zeitschr., Bd. I, 1, 1913. Berlin 1913.

REINISCH, R.: Gesteins- und Mineralschätze des deutschen Bodens. Ordentl. Veröffentlichung d. Pädag. Lit.-Ges. „Neue Bahnen". Leipzig 1913.

RIMBACH, C.: Versuche über Gebirgsbildung. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. **35**, 1913. Stuttgart 1913.

ROEDEL, H.: Sedimentärgeschiebe. Geschichtl. Rückblick, Übersicht, Literatur. S.-A. aus: Helios, Organ d. Naturw. Vereins d. Reg.-Bez. Frankfurt a. d. O., Bd. XXVII, 1913.

ROTHPLETZ, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebiets. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Monatsber. 4, 1912. Stuttgart 1912.

— Eine zweite vorläufige Mitteilung im Anschluß an die am 16. März über das Simplongebiet. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Monatsber. 4, 1912, Nr. 11. Stuttgart 1912.

— Enthalten die Kalkgerölle des unteren Sparagmits Vorläufer der kambrischen Flora und Fauna? S.-A. aus: Compte Rendu du XI[ie] Congrès Géol. Int. Stockholm 1912.

— Über *Sphaerocodium* ZIMMERMANN n. sp., eine Kalkalge aus dem Oberdevon Schlesiens. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, Bd. **32**, II, **1**. Berlin 1911.

— Über die Amberger Erzformation. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, 6. Berlin 1913.

SCHLUNCK, J.: Salzlager und Kalisalze im Oberen Buntsandstein (Röt). S.-A. aus: „Kali", Zeitschr. f. Gewinnung, Verarb. u. Verwert. d. Kalisalze, Jahrg. VII, 1913. Halle 1913.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Über die chemische Umbildung tonerdehaltiger Silikate unter dem Einfluß von Salzlösungen (nach den Versuchen von J. LEMBERG). S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 1913, Monatsber. 7. Stuttgart 1913.

SCHULZ, E.: Über einige Leitfossilien der Stringocephalenschichten der Eifel. S.-A. aus: Verh. d. Naturh. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westf., Jahrg. **70**, 1913.

v. SEIDLITZ, W.: Geologische Exkursionen durch den östlichen Rätikon. S.-A. aus: Führer zu geol. Exkurs. in Graubünden u. in den Tauern. Herausgeg. v. d. Geol. Vereinig. Leipzig 1913.

— Erdbeben und Gebirgsbau in Süddeutschland. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, **4**. Leipzig 1913.

— *Misolia*, eine neue Brachiopoden-Gattung aus den Athyridenkalken von Buru und Misól. Mit 3 Tafeln u. 9 Textfig. S.-A. aus: Paläontographica. Suppl. IV. Stuttgart 1913.

SÖHLE, ULR.: Die Bedeutung der praktischen Geologie für die Technik. Habilitationsschrift Techn. Hochschule zu Braunschweig. Braunschweig 1913.

— Das Elsterauen-Gebiet zwischen Merseburg und Leipzig. Habilitationsschrift Techn. Hochschule zu Braunschweig. Halle 1913.

STEENHUIS, J. F.: Nieuwe bijdrage tot de Kennis van de Nederlandsche Zwervelingen. Het voorkomen van het normale bruine Jura-Gesteente te Kloosterholt, onder Heiligerlee. S.-A. aus: Verh. v. h. Geol. Mijnb. Gen. v. Nederl. en Kol. Geol. Ser. I. s'Gravenhage 1913.

— und STERZEL, J. F.: Der versteinerte Wald im Garten des KÖNIG-ALBERT-Museums und das ORTH-Denkmal in Chemnitz-Hilbersdorf. S.-A. aus: XVIII. Ber. d. Naturw. Ges. zu Chemnitz 1912. Chemnitz 1913.

TOULA, FR.: Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstallbrunnengraben) mit nordalpiner St. Cassianer Fauna. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. **63**, 1. Wien 1913.

— Ami Boué. Aus meinen Erinnerungen. Friesbach 1912.

— Eine Reise in das westliche Bosnien (Drvar und Peci). S.-A. aus: Mitt. a. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1913, 1 u. 2.

TOULA, FR.: Ein neuer Inoceramenfundort im Kahlengebirge. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1912, Nr. 8. Wien 1912.

WAHNSCHAFFE, Die agronomisch-geologische Bodenaufnahme und ihre Benutzung für den landwirtschaftlichen Betrieb.

— Über die Entwicklung der in den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Frose aufgeschlossenen Quartärablagerungen auf Grund einer gemeinsam mit Herrn Dr. M. SCHMIDT am 29. März d. J. unternommenen Exkursion. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1899.

— OTTO TORELL. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1900.

— Bemerkungen über die von E. ALTHANS beschriebenen mutmaßlichen Endmoränen eines Gletschers vom Rehorngebirge und Kolbenkamme bei Liebau i. Schl. S.-A. aus: Diese Zeitschr. Bd. **53**, 3, Jahrg. 1901.

— Über die Auffindung der Paludinenbank in dem Bohrloche Carolinenhöhe bei Spandau. S.-A. aus: Protokoll der Januar-Sitzung der Deutschen Geolog. Ges. 1902.

— Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. S.-A. aus: Monatsber. Nr. 3, Jahrg. 1904 der Deutschen Geol. Ges.

— Nordische Geschiebe. S.-A. aus: Monatsber. Nr. 12, Jahrg. 1905 der Deutschen Geol. Ges.

— Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. d. Oder und Fürstenwalde a. d. Spree. S.-A. aus: Monatsber. Nr. 8—10, Jahrg. 1906 der Deutschen Geol. Ges.

— Bemerkungen zu dem Vortrage des Herrn SOLGER über die Entstehung älterer Dünen durch Ostwinde. S.-A. aus: Monatsber. Bd. **62**, Jahrg. 1910, 1 der Deutschen Geol. Ges.

— Erscheinungsform und Wesen der Erderschütterungen. Himmel und Erde 1907, XIX, 6.

— Der geologische Bau der Provinz Schlesien und die Bedeutung der geologischen Kartenaufnahme. Referat, erstattet in der Generalversammlung des Landwirtschaftl. Vereins zu Breslau am 16. November 1909. S.-A. aus dem Verhandlungsbericht.

— Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit in Deutschland. S.-A. aus: Postglaziale Klimaveränderungen. Stockholm 1910.

— Die geologischen Landesanstalten und der geologische Schulunterricht. S.-A. aus: Aus der Natur. Zeitschr. f. d. naturw. u. urkundl. Unterricht, Jahrg. X. Leipzig.

— Die Bedeutung der Geologie für die Rechtspflege. Das Recht. Rundschau f. d. deutschen Juristenstand. Jahrg. XVII, Nr. 15 u. 16. Hannover 1913.

WEIGELIN, M.: *Myophoria Keferstieni* MÜNSTER aus der Bleiglanzbank des Gipskeupers von Sindelfingen und *Myophoria Schmidti* nov. sp. aus den Trochitenkalken von Donaueschingen. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1913. Stuttgart 1913.

WEINGÄRTNER, M. (P. REGINALD, O. P.): Zur Kenntnis des Oligocäns und Miocäns am Niederrhein. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Monatsber. 3, 1912.

WICHMANN, A.: On the pseudometeorite of Igast in Livonia. S.-A. aus: Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Meeting of Saturday September 27, 1913. V. XVI.

— Herr J. J. STAAL u. Nova Guinea. Leiden 1913.

WICHMANN, A.: Über Meteoritenfälle an Bord von Schiffen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913, Monatsber. 4.

WOLDRICH, J.: Geologische und tektonische Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau. S.-A. aus: Bull. internat. de l'Academie des Sciences de Bohême 1912.

— Montanistisch-geologische Studien im Zips-Gömörer Erzgebirge nördlich von Dobschau in Ungarn. S.-A. aus: Bull. internat. de l'Academie des Sciences de Bohême 1913

WOLFF, W.: Über Glazial und Interglazial in Norddeutschland. Internationaler Geologenkongreß in Kanada 1913.

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind *kursiv* gedruckt.

G.

H.

L.

M.

N.

S.

T

Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind *kursiv* gedruckt.

G.

I, J.

K.

L.

N.

T.

U.

V.





Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 2. 65. Band. 1913.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BARTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ RAUFF		„ FLIEGEL
	„ BORNHARDT		„ HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL		„ JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

Die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH [illegible] 8 Tage vorher anzumelden. Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen Privatdozenten Dr. BARTLING [illegible] Vorlagen für etwaige [illegible] müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

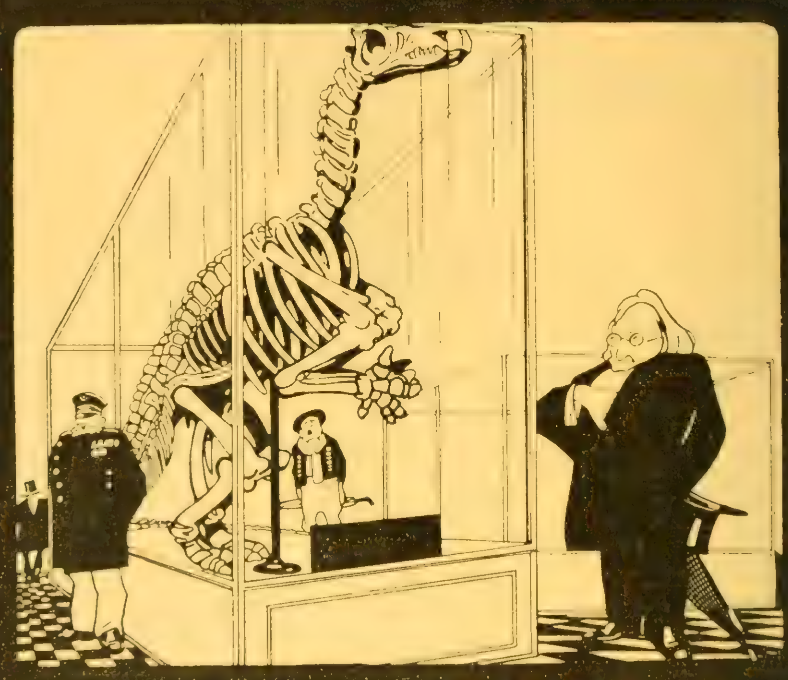
Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bartling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,

   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. [illegible] beim Postscheckamt Berlin NW 7, oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, in Charlottenburg 2, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V." porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 3. **65. Band.** **1913.**

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ RAUFF		„ FLIEGEL
	„ BORNHARDT		„ HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL		„ JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich: sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,**
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,**
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael,** Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 4. 65. Band. 1913.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ RAUFF		„ FLIEGEL
	„ BORNHARDT		„ HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL		„ JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

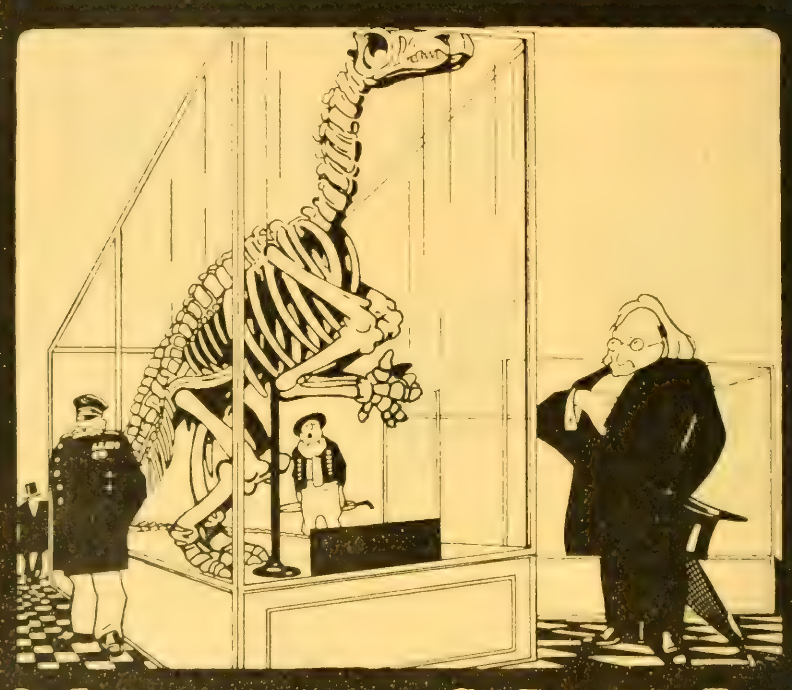
Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,**
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,**

   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael,** Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V." porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 5. 65. Band. 1913.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer: Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ RAUFF	„ FLIEGEL
	„ BORNHARDT	„ HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„ JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER	

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift. Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling.**
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,**
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch,** Berlin N 4, Invalidenstr 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe,** Berlin N 4, Invalidenstr 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael,** Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V." porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 6. 65. Band. 1913.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ RAUFF		„ FLIEGEL
	„ BORNHARDT		„ HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL		„ JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,**
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,**

   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael,** Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V." porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 7. **65. Band.** **1913.**

(Hierzu eine Tabelle)

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ RAUFF		„ FLIEGEL
	„ BORNHARDT		„ HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL		„ JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling.**
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,**
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael,** Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V." porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 8/10. **65. Band.** **1913.**

(Hierzu ein Bildnis von H. Credner.)

INHALT.

(Wenden!)

Die **Aufnahme** in die Deutsche Geologische Gesellschaft geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,

   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 11. 65. Band. 1913.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ BORNHARDT		„ HENNIG
	„ KRUSCH		„ JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL		„ WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1914

die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** in die Deutsche Geologische Gesellschaft geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Angebot nur für die Mitglieder der Gesellschaft.

Eine beschränkte Anzahl der nachstehenden älteren Jahrgänge kann an die Mitglieder zum Vorzugspreis von 6 M. pro Band (ausser Versendungskosten) abgegeben werden. Bestellungen sind direkt an Herrrn Dr. O. Schneider, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, einzusenden. Da die Anzahl der abzugebenden Bände beschränkt ist, empfiehlt sich baldige Bestellung.

Folgende Bände sind zu diesem Preis für die Mitglieder käuflich: Bd. 1 6, 11 16, 24–30, 33–45.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling.**
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,**

   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch.** Berlin N 4, Invalidenstr 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr 14, Postscheckkonto Nr 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V." porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 12. 65. Band. 1913.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE †
Stellvertretende Vorsitzende: „ BORNHARDT, „ KRUSCH
Schatzmeister: „ MICHAEL
Archivar: „ SCHNEIDER
Schriftführer: Herr BÄRTLING, „ HENNIG, „ JANENSCH, „ WEISSERMEL

Beirat für das Jahr 1914

die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage nach** dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** in die Deutsche Geologische Gesellschaft geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Angebot nur für die Mitglieder der Gesellschaft.

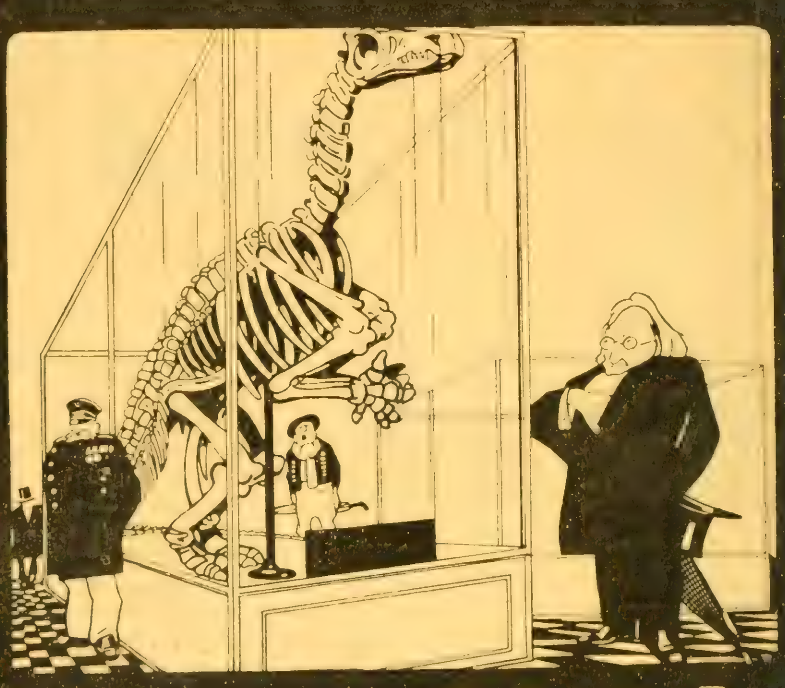
Eine beschränkte Anzahl der nachstehenden älteren Jahrgänge kann an die Mitglieder zum Vorzugspreis von 6 M. pro Band (ausser Versendungskosten) abgegeben werden. Bestellungen sind direkt an Herrrn Dr. O. Schneider, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, einzusenden. Da die Anzahl der abzugebenden Bände beschränkt ist, empfiehlt sich baldige Bestellung.

Folgende Bände sind zu diesem Preis für die Mitglieder käuflich: Bd. 1–6, 11–16, 24–30, 33–45.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

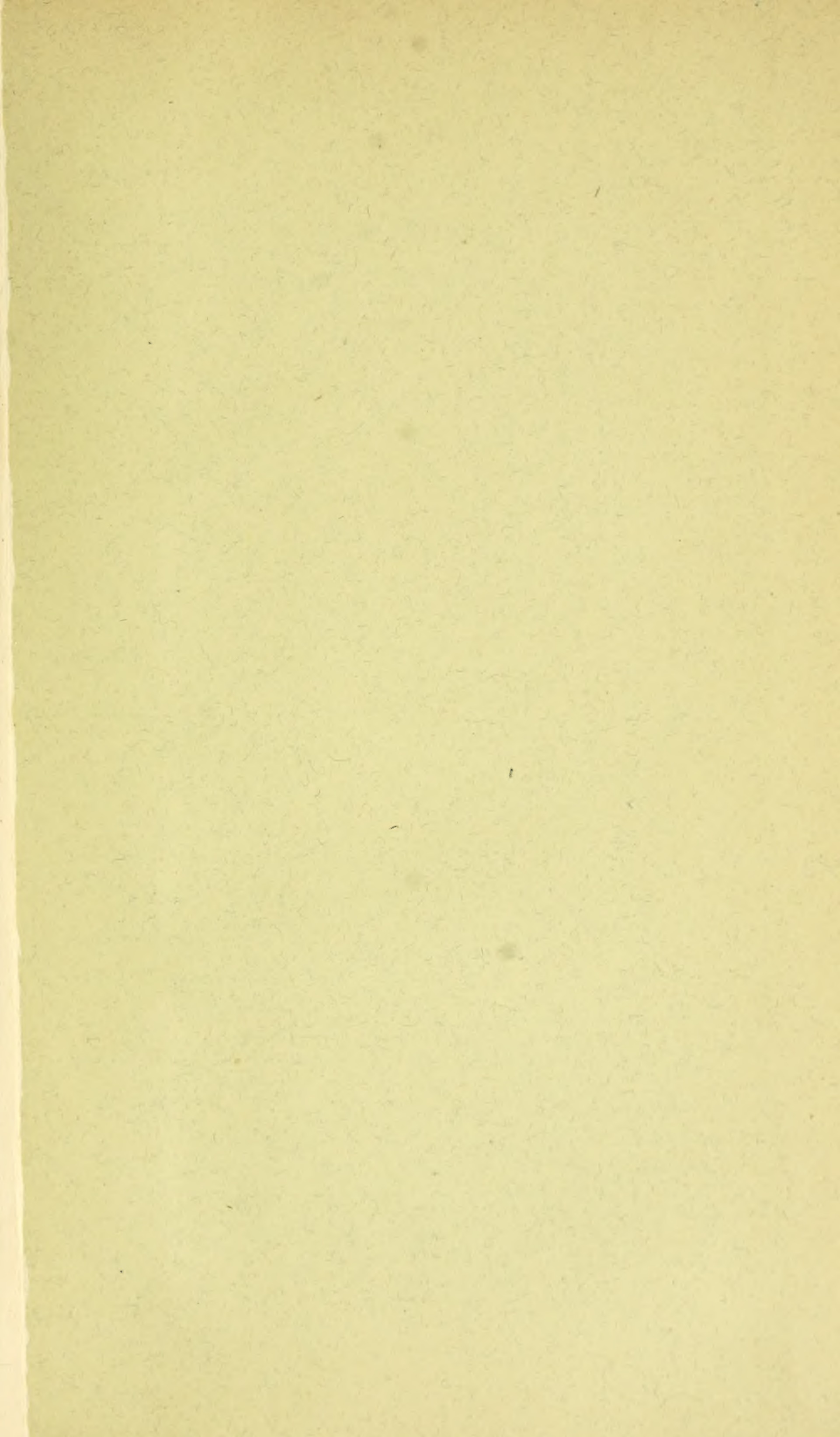
1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling.**
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider.**

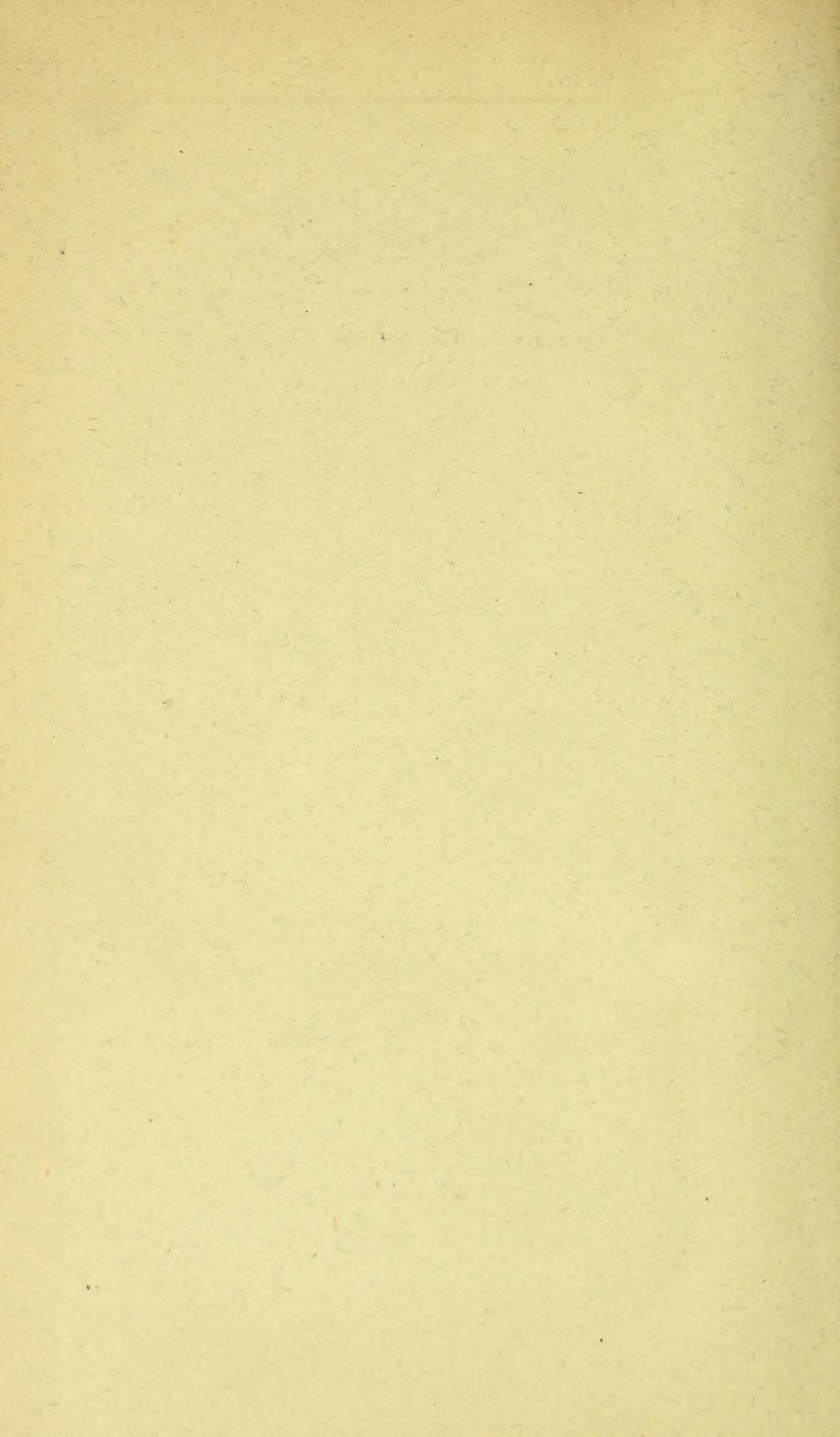
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburgstr. 49, oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V." porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.












AMNH LIBRARY
100127175